

На правах рукописи

Нургалиева Нурия Гавазовна

**Литологические аспекты исследования
структуры стратиграфической записи
перми востока Русской плиты**

25.00.06 – Литология

**Автореферат диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук**

КАЗАНЬ - 2008

Работа выполнена на кафедре геологии нефти и газа геологического факультета Казанского государственного университета им. В.И.Ульянова-Ленина

Официальные оппоненты:

доктор геолого-минералогических наук
Александр Васильевич Постников
(РГУ нефти и газа им. И.М.Губкина, г. Москва)

доктор геолого-минералогических наук
Алексей Юрьевич Казанский
(Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А.А.Трофимука СО РАН, г. Новосибирск)

доктор геолого-минералогических наук
Урал Галимзянович Дистанов
(ЦНИИГеолнеруд, г. Казань)

Ведущая организация:

Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова,
геологический факультет

Защита состоится «6» марта 2008 г. в 14.30 на заседании диссертационного совета Д.212.081.09 по защите диссертаций на соискание ученой степени доктора наук при Казанском государственном университете по адресу: г. Казань, ул. Кремлевская, д. 4/5, геологический факультет КГУ, ауд. 205.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке КГУ

Автореферат разослан « » февраля 2008 г.

Отзывы на автореферат в двух экземплярах, заверенные печатью учреждения, просим присылать по адресу: 420008, Казань, ул. Кремлевская, 18, КГУ, служба аттестации научных кадров.

Ученый секретарь
диссертационного совета Д.212.081.09
доктор геолого-минералогических наук

Р.Р. Хасанов

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования Пермского периода и пермских отложений обусловлена тем, что на границе Палеозоя и Мезозоя произошли принципиальные изменения природной среды, развившиеся в самой значительной биотической катастрофе в истории Земли (S.M.Stanley, 1987). Резкое изменение биосферы, на этой границе, было обусловлено многими геологическими перестройками: тектоникой литосферных плит, изменениями состава атмосферы, океана, изменениями факторов формирования климата, т.е. всей совокупностью внешних и внутренних причин (Н.В.Короновский, А.Ф.Якушова, 1991). До сих пор не достигнуто полное понимание природных процессов, происходивших в эту далекую геологическую эпоху. Это, несомненно, актуальная научная и практическая проблема. К сожалению, исследование пермских отложений в советский период было направлено большей частью на решение практических задач, а фундаментальным литологическим реконструктивным аспектам стратиграфической записи уделялось недостаточное внимание. В последние годы интерес к этим вопросам существенно возрос в связи с тем, что палеоклиматические исследования и исследования особенностей окружающей среды в геологическом прошлом стали одним из ключей к пониманию современных климатических процессов. Исследование Пермского периода в одном из ключевых регионов востока Русской плиты - Волжско-Камском регионе, где располагаются многочисленные естественные обнажения и скважины, вскрывающие отложения, характеризующие самые разнообразные фациальные особенности пермских палеобассейнов, открывает широкие возможности для понимания процессов, происходивших в конце Палеозойской эры. Основная актуальность данной работы состоит в том, что в ней впервые приведены принципиально новые данные об этом чрезвычайно интересном объекте, полученные современными физико-химическими и математическими методами. Были использованы геолого-статистические концепции и принципы, успешно опробованные на многих других объектах, но не применявшиеся для анализа данных по пермским толщам Волжско-Камского региона. Например, необходимо отметить, что интерпретация полученных данных базировалась на концепции цикличности осадконакопления, в некотором масштабе обусловленной астрономическими процессами и фиксирующейся в стратиграфической записи. Стратиграфическая запись циклична и обладает свойством самоподобия, поэтому использовались современные методы обработки рядов данных, позволяющие выявлять характер цикличности и самоподобия, а именно: спектральный анализ (метод максимальной энтропии и метод Фурье) и фрактальный анализ. Одним из ключевых понятий, использованных в данной работе, стало понятие «*стратиграфическая запись*». Мы полагаем, что стратиграфическая запись представляет собой проекцию конкретного разреза (последовательности слоев различных литологических типов осадков), находящегося в ненарушенном состоянии, на ось геологического времени. Такой подход позволяет неявно внести время в разрезы

осадочных толщ. Чаще всего мы не знаем абсолютных величин геологического времени, мы можем рассуждать только в терминах «прерывистое осадконакопление», «размывы», «непрерывное осадконакопление». Но оказывается, мы можем оценить скорости осадконакопления за небольшие промежутки времени на участках «непрерывного осадконакопления», также оказалось возможным оценить в некоторых случаях длительность временного интервала между двумя слоями в разрезе путем определения длительности некоторых осадочных циклов. Таким образом, появилась возможность исследовать структуру стратиграфической записи, используя для этого самые различные литологические параметры пород.

Цели работы

Демонстрация высокой информативности целого ряда современных изотопно-геохимических, магнитных и литологических методов для реконструктивных целей на примере пермских отложений Волжско-Камского региона.

Разработка методики циклического анализа с использованием спектрального и фрактального анализа результатов комплекса изотопных, магнитных и литологических методов для выявления характера цикличности и прерывистости стратиграфической записи на примере пермских отложений Волжско-Камского региона.

Оценка структуры стратиграфической записи перми по некоторым ключевым разрезам региона, определение длительности основных осадочных циклов, перерывов осадконакопления с использованием комплекса литологических параметров.

Задачи работы

Поставленные цели определили ряд конкретных основных задач, которые были решены в процессе выполнения данной работы:

1. Обобщение данных по истории исследования пермской системы на востоке Русской плиты.
2. Обобщение современных представлений о стратиграфии и литологии отложений пермской системы Волжско-Камского региона – как одного из ключевых регионов, представляющих пермские палеобассейны востока Русской плиты.
3. Анализ вариаций данных по соотношениям стабильных изотопов стронция, кислорода и углерода в карбонатных отложениях перми Волжско-Камского региона.
4. Разработка методов анализа магнитных данных для получения информации о природе магнитных зерен в осадках и выдвижение на этой основе гипотезы об условиях формирования красноцветных пород.
5. Анализ вариаций данных по комплексу таких литологических параметров как: гранулометрический состав, карбонатность (выраженная в параметрах: массовая доля карбонатов в породе, отношение Ca/Mg, параметры спектров ЭПР Mn^{2+} и радикалов в карбонатных породах), магнитная восприимчивость, мощность слоев, сложенных различными петротипами.

6. Анализ существующих методов исследования цикличности, их обобщение, дополнение и использование для исследования ключевых объектов.

7. Обобщение и применение аппарата фрактальной геометрии для исследования стратиграфической записи на примере пермских отложений Волжско-Камского региона.

8. Разработка методики корреляции разрезов по кривым вариаций локальной фрактальной размерности Херста кривых ГК на примере разрезов структурных скважин в Мелекесской впадине.

9. Выявление структуры стратиграфической записи, полученной по некоторым ключевым разрезам региона, определение длительности основных осадочных циклов с использованием комплекса литологических параметров.

10. Обобщение ранее известных и новых полученных в данной работе результатов об особенностях палеоклимата и палеогеографии в свете современных представлений о планетарных палеогеографических изменениях в перми.

Защищаемые положения

1. Вариации соотношений стабильных изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, полученные для карбонатных отложений перми Волжско-Камского региона, позволяют проследить эволюцию пермских палеобассейнов востока Русской плиты и их связь с открытым морем. Использование изотопных данных позволяет уточнить природу некоторых литологических циклов.
2. Стратиграфическая запись, обнаруживаемая в разрезах пермских отложений востока Русской плиты (на примере Волжско-Камского региона), содержит палеоклиматические циклы астрономической природы, распознаваемые на основе спектрального анализа информативных литологических параметров (гранулометрия, значения гамма-активности пород, карбонатность, магнитные параметры).
3. Пермская стратиграфическая запись может быть описана фрактальными моделями, позволяющими оценить полноту стратиграфической записи и выявить коррелятивное значение фрактальных образов.

Научная новизна

Впервые получена изотопная характеристика ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) отложений пермских палеобассейнов Волжско-Камского региона, позволившая охарактеризовать изменения относительной палеобиопродуктивности пермских палеобассейнов и качественно оценить влияние гляциальных и негляциальных факторов на осадконакопление.

Впервые получено соотношение изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) для карбонатных отложений опорных разрезов перми, позволяющее позиционировать пермские разрезы Волжско-Камского региона на Фанерозойской эволюционной кривой и выяснить перспективы использования стронциевой изотопной стратиграфии для целей региональной и глобальной корреляции.

Впервые разработан и практически использован новый подход к анализу структуры стратиграфической записи, заключающийся в комплексном анализе цикличности различных литологических параметров в разрезах пермских отложений востока Русской плиты и использовании предположения о самоподобии данной структуры в различных временных масштабах.

На базе аппарата фрактальной геометрии разработана модель пермской стратиграфической записи для обнажений на берегах Волги и Камы и для Мелекесской впадины, позволяющая оценить полноту стратиграфической записи. На основе этой модели определена длительность казанского века, хорошо согласующаяся с оценками, сделанными по другим данным.

Впервые проведен спектральный анализ рядов литологических параметров разрезов перми Волжско-Камского региона и установлено, что ряды изменения песчанистости пород в разрезах наиболее близки к броуновскому шуму, в то время как ряды других литологических параметров содержат большую долю белого шума. Это свидетельствует о том, что изменение содержания песчанистого материала в осадках является наиболее важным и достоверным фактором выделения цикличности в разрезе. Спектры других параметров сильнее подвержены влияниям перерывов и размывов, но они могут быть с успехом использованы на участках с незначительным количеством (или отсутствием) перерывов для выделения циклов. Этот вывод имеет фундаментальное значение для дальнейшего исследования цикличности осадочных разрезов в целом.

Показано, что выявленные в данном регионе циклы могут иметь астрономическую (климатическую) природу, а, следовательно, – каждый цикл имеет определенную длительность, которая установлена с использованием комплекса литологических данных.

Построена корреляция фрактальной размерности Херста по значениям ГК диаграмм скважин Мелекесской впадины и прилегающих территорий, позволяющая выявлять характеристические границы седиментационных комплексов, например, комплексов низкого уровня моря, с которыми часто связаны ловушки углеводородов.

На основе совместного комплексного анализа изотопных и магнитно-минералогических данных, полученных по образцам пермских красноцветных пород, предложена гипотеза формирования окраски красноцветных отложений, основанная на идее биогенного происхождения пигмента отложений.

Практическая ценность

Разработанная методика циклического анализа изотопных, магнитных данных, данных гранулометрии, карбонатности, гамма-каротажа, мощностных характеристик с применением спектрального и фрактального анализа, продемонстрированная на примере сложно построенной пермской стратиграфической записи может быть использована для анализа цикличности, исследования структуры стратиграфической записи и реконструкции условий окружающей среды и палеоклима-

та по любым осадочным толщам, сформированным в эпиконтинентальных мелководных бассейнах.

Данные по вариациям соотношения стабильных изотопов стронция могут быть использованы для корреляции пермских отложений востока Русской плиты, а также для глобальной корреляции.

В процессе выполнения работы получен ряд практических результатов, изложенных в научно-производственных отчетах. Например, показано, что данные об изменениях уровня моря могут быть использованы для построения научно обоснованных локальных схем расчленения и прогноза литологии отложений с целью оценки коллекторских свойств потенциальных резервуаров битумов в Волжско-Камском регионе. Большое практическое приложение может найти предложенный способ отображения скважинной геофизической информации (разрез локальной фрактальной размерности кривых ГК), позволяющий проводить секвенс-стратиграфический анализ по скважинным геофизическим данным.

Использованные материалы

Полученные в рамках настоящей работы научные результаты основаны на большом объеме полевых и лабораторных данных. В обобщении использованы данные по более, чем 250 разрезам пермских отложений, вскрытых на территории Волжско-Камского региона (Закамье, Прикамье и Поволжье) скважинами структурного бурения, оценочными скважинами и представленных в опорных и сопутствующих им обнажениях. Литологическая характеристика пермских отложений основана на исследовании более чем 1500 шлифов, представляющих самые разнообразные литологические типы пород. Соотношение стабильных изотопов стронция, углерода и кислорода исследовано в общей сложности по почти 100 образцам карбонатных разностей пермских отложений. Для этих же образцов исследовано содержание марганца, железа и других элементов. По более, чем 800 образцам получены характеристики электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) спектров Mn^{2+} и радикалов. Магнитные свойства исследованы по более, чем 1600 образцам, среди них коэрцитивные спектры и термомагнитные кривые получены по 670 образцам.

Личный вклад автора

Исследования по пермской тематике ведутся автором данной работы с 1988 года. Автором исследованы разрезы пермских пород в 12 естественных обнажениях и 25 скважинах, проведен анализ разрезов более чем 250 структурных скважин по описаниям и каротажным диаграммам. Отобрано более 1600 проб пермских пород из указанных разрезов. Исследовано более 1000 шлифов из образцов пермских отложений, проведены лабораторные исследования более 800 проб методом ЭПР, 250 образцов методами магнетизма горных пород. Автором проведены анализ и обобщение данных по истории исследования пермских отложений. Автору также принадлежат основные идеи данной работы – использование вариаций соотношения стабильных изотопов строн-

ция для позиционирования региональных разрезов на глобальной эволюционной кривой и выяснения перспектив использования стронциевой изотопной стратиграфии в Волжско-Камском регионе, использование данных о стабильных изотопах кислорода и углерода для реконструкции условий окружающей среды в пермский период. Автором разработана методика циклического анализа стратиграфической записи, базирующаяся на применении спектрального и фрактального анализа.

Автором получены и сформулированы все основные научные результаты:

- ✓ изотопная характеристика ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) отложений пермских палеобассейнов Волжско-Камского региона и интерпретация данных;
- ✓ соотношения изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), позволяющие выявить характер связи пермских палеобассейнов Волжско-Камского региона с палеокеаном;
- ✓ гипотеза формирования окраски красноцветных отложений;
- ✓ методика циклического анализа на базе спектрального анализа и фрактальных моделей стратиграфической записи условий пермского периода;
- ✓ климатическая (астрономическая) природа цикличности пермских толщ Волжско-Камского региона.

Апробация работы

Результаты, полученные при выполнении работы, были доложены на конференциях самого различного уровня. Результаты ежегодно докладывались на Итоговых научных конференциях Казанского университета 1988-2007 гг. Результаты научной работы также представлялись на всесоюзных, всероссийских и международных конференциях и симпозиумах, наиболее значимыми из которых явились: Международная конференция «Пермская система мира» (г. Пермь, 1991 г.), XXVII Амперовский Конгресс (г. Казань, 1994), XIII International Congress of Carboniferous-Permian (Krakow, August 28-September 2, 1995, Poland), Республиканская пермская геологическая конференция (27 февраля- 1 марта, 1996 г., г. Казань), сессия EGS (г. Вена, 1996), 30 Международный геологический конгресс (4-14 августа, 1996г., г. Пекин, Китай), XIV Губкинские чтения «Развитие идей И.М.Губкина в теории и практике нефтегазового дела» (15-17 октября 1996 г., г. Москва), Международный симпозиум «Верхнепермские стратотипы Поволжья» (г. Казань, 1998 г.), Всероссийский съезд геологов и научно-практическая геологическая конференция «Геологическая служба и минерально-сырьевая база России в конце XXI века» (г. Санкт-Петербург, 2000 г.), VI Международная конференция «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа» (г. Москва, 2002 г.), Объединенная международная научная конференция (г. Казань, 25 августа – 5 сентября, 2003 г.), Чтения, посвященные 170-летию Н.А.Головкинского, 160-летию А.А.Штуkenберга, 200-летию геологического музея (г. Казань, 2004 г.), Международный семинар «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент» (г. Казань, 2004 г.), Международная конференция

«Спектроскопия, рентгенография и кристаллохимия минералов» (г. Казань, 2005), семинары Института геологии ЕТН (г.Цюрих, Швейцария) в 2002, 2004 г.г. и семинары геологического исследовательского центра GFZ (г. Потсдам, Германия) в 2007 г., Пятая Всероссийская научно-практическая конференция «Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирского мегабассейна» (г.Тюмень, 25-27 апреля 2007 г.), Всероссийская конференция «Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография» (г. Казань, 25-27 сентября, 2007 г.).

Публикации

По теме работы опубликовано более 65 печатных работ, среди них: разделы в 2 монографиях, 16 статей в рецензируемых и реферируемых журналах, фигурирующих в списке ВАК, 24 статьи в сборниках материалов международных и всероссийских (всесоюзных) конференций, симпозиумов и совещаний и других сборниках, 4 учебно-методические разработки, а также более 20 тезисов к конференциям различного уровня.

Структура и объем работы. Диссертация основным объемом 391 страница состоит из введения, 8 глав и заключения, включает 42 таблицы, 163 рисунка, список использованных источников из 730 наименований, также в работе имеется 13 приложений на 55 страницах.

Благодарности

Исследование пермских отложений является традиционным направлением в Казанском университете. Формирование казанской школы геологов во многом связано именно с этим направлением научных исследований. В процессе выполнения данной работы мне посчастливилось воспользоваться советами и замечаниями ряда выдающихся представителей этой школы – доцента С.С.Эллерна, моего первого научного руководителя, профессора В.М. Винокурова, который был руководителем моей кандидатской диссертации и привел меня в интересный мир пермской системы и ЭПР спектроскопии.

В разное время я пользовалась поддержкой и помощью многих исследователей КГУ – доцента Г.Р.Булки, профессора Б.В.Бурова, профессора Н.К.Есауловой, доцента А.А.Галеева, доцента И.Я.Жаркова, доцента Ш.З.Ибрагимова, доцента Н.П.Лебедева, профессора Н.М.Низамутдинова, профессора Д.К.Нургалиева, доцента В.В.Силантьева, доцента В.М.Смелкова, доцента Е.Е.Сухова, доцента Р.К.Тухватуллина, профессора Б.В.Успенского, доцента Д.И.Хасанова, доцента Р.Р.Хасанова, старшего научного сотрудника Н.М.Хасановой, доцента Э.В.Утемова, доцента И.Ю.Черновой, доцента П.Г.Ясонова, а также доктора геол.-мин.наук В.А.Пономарчука (г. Новосибирск), профессоров Фридриха Хеллера и Хельмута Вейссерта (ЕТН, Цюрих), доктора Хеди Оберхенсли (GFZ, Потсдам), которым я выражаю искреннюю благодарность.

Работа выполнена при поддержке грантов Минобразования РФ (Е00-9.0-114, Е02-9.0-41), «Университеты России» (015.09.01.034), грантов Швейцарского научного фонда (No.

7SUPJ062095), грантов Министерства экологии и природных ресурсов РТ. Автор выражает благодарность всем этим фондам.

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Глава 1. История исследований и развитие представлений о строении и происхождении пермских отложений востока Русской плиты

В данной главе, в разделах 1.1-1.2 рассмотрены основные исторические этапы становления стратиграфии пермской системы:

- введение ее в Международную стратиграфическую шкалу в 1841 г. английским исследователем Р.И.Мурчисоном;

- классический период пермской стратиграфии с момента ее открытия до 20-х годов XX века, представленный фундаментальными исследованиями Н.А.Головкинского (1868), А.А.Штукенберга (1882-1888), С.Н.Никитина (1887), А.П.Карпинского (1874), М.Э.Ноинского (1899, 1924), А.В.Нечаева (1915) и многих других исследователей, позволившими сконструировать основу современной пермской стратиграфии;

- постклассический период (по настоящее время) развития стратиграфии пермской системы, охарактеризованный специализацией и детализацией исследований пермских отложений в разных областях геологии, увеличением объектов изучения (благодаря бурению скважин) и проведением исследований на разных уровнях организации вещества благодаря появлению и развитию новых методов и технологий.

В главе также рассмотрены вопросы Международной стратиграфической шкалы пермской системы, возрастные оценки стратиграфических границ и взаимоотношения региональных стратиграфических схем.

В разделе 1.3 представлена общая петрографическая характеристика пермских (верхне-пермских) осадочных комплексов в виде обзора петротипов карбонатной, терригенной и эвапоритовой компонент пермских осадочных последовательностей с использованием классификаций В.Б.Татарского и В.Д.Шутова, треугольных компонентных диаграмм, таблиц типоморфных особенностей аллотигенных минералов, многочисленных фотографий шлифов основных петротипов, электронно-микроскопических снимков доломитов морских и эвапоритовых фаций, сводных диаграмм вариаций гранулометрического состава и парамагнитных меток.

В разделе 1.4 освещены геодинамические, палеогеографические и палеоклиматические факторы формирования пермской осадочной толщи на востоке Русской плиты, охарактеризованы основные черты региональной геодинамики и палеогеографии:

- перикратонная геодинамика, обусловленная влиянием Уральского коллизионного орогенического пояса как основного тектонического фактора (В.И.Игнатьев, 1976 г.);

- значительное структурное преобразование восточной периферии Восточно-Европейской платформы в позднепермскую эпоху: мощная орогения на Урале вызвала инверсию Предуральского краевого прогиба и ундационное погружение края Восточно-Европейской платформы (В.И.Игнатьев, 1976 г., Г.В.Котляр и др., 1984 г.);

- проникновение вод бореального пермского моря в сформированный в краевой части платформы протяженный прогиб, выделяемый как Приуральский бассейн форланда (Г.В.Котляр и др., 1984 г., С.М.Зорина и др., 2004 г.);

- максимальная трансгрессия в начале казанского века, приведшая к образованию двух заливов на территории Лавразии (О.В.Богоявленская, 2001 г.): один залив обогнул Балтийский щит и скандинавские каледониды, захватил территорию современных Северного моря, севера Германии и Польши, часть Литвы. Второй залив располагался на изучаемой нами территории востока Русской плиты и назван Казанским палеоморем (М.Э.Ноинский, 1899, 1924);

- усиление аридизации климата и регрессионных тенденций к концу казанского века и в татарский век, выраженных в характерной смене петротипов по разрезам, продвижении эвапоритовых фаций, обеднении комплексов фаунистических и флористических остатков (Б.В. Буров и др., 2003 г.).

Глава 2. Характеристика исследованных объектов пермской системы.

Объектами изучения в данной работе являются разрезы пермских отложений в Волжско-Камском бассейне, исторически известном как стратотипическая местность верхнепермских отложений. В таблице 1 перечислены объекты и основные виды исследований, проведенных по ним. На рис.1 схематически показано расположение объектов исследований.

Одним из ключевых объектов в указанном списке является разрез Печищи. Это один из классических разрезов верхнеказанских отложений (мощностью ~50 м) в Волжско-Камском регионе, открытый в фундаментальных работах М.Э.Ноинского (1899, 1924). В разрезе Печищи замечательно выражаются три цикла Ноинского, связанные с циклами эвапоритизации Казанского палеоморя. Происхождение эвапоритовой компоненты связано с широким признанием представления о том, что солеродные бассейны должны быть частично изолированы от открытого моря каким-либо порогом или валом (баром), что дает возможность объяснить увеличение солёности воды (Scruton, 1953, Sugden, 1963).

Изучение изотопных отношений стронция, углерода и кислорода (25 образцов) в разрезе Печищи и в его нижнепермском продолжении (скв.1/97) позволяет более достоверно выявить его

связь с открытым морем и выяснить влияние фактора эвапоритизации в процессах формирования верхнеказанских отложений.

Разрез Монастырское известен как парастратотип татарского яруса у с. Монастырское на правом берегу р.Волги. Данный разрез неоднократно изучался при стратиграфических, литологических (Ю.В.Сементовский, 1973; А.К.Гусев, 1996), палеомагнитных (Б.В.Буров, В.П.Боронин, 1977; Б.В.Буров, Д.К.Нурғалиев, И.Я.Жарков, Ф.Хеллер, 1994) и палеонтологических (В.В.Силантьев, 1993; Н.К.Есаулова, 1996) исследованиях. Из описанного разреза было отобрано 295 образцов.

Разрез Кзыл Байрак явился паратипом разреза Монастырское в объеме первой и второй свит татарского яруса общей мощностью ~65 м (отобрано 168 образцов).

Разрез Шереметьевка - это опорный разрез (р. Кама), представленный красноцветными терригенно-карбонатными отложениями белебеевской свиты и уржумского горизонта. Общая мощность разреза 80-90 м. Из разреза отобрано 333 образца.

Разрез Танайка - это опорный разрез байтуганских слоев (р.Кама), изучавшийся многими геологами (Н.Черноморский, 1932; А.П.Блудоров, 1938, 1964; М.Г.Солодухо, 1938; Б.В.Селивановский, Е.И.Тихвинская, Н.Н.Форш, 1951, 1955; Ю.В.Сементовский, 1962, 1973, 1979; Р.Х.Сунгатуллин, В.В.Уманцев и др., 1996). Из «лингуловых глин» этого разреза отобрано 60 образцов.

Изучение разрезов скважин Мелекесской впадины и сопряженных с ней территорий происходило, в основном, на основе макроскопических исследований керна, оцифровки диаграмм ГИС (в основном гамма-каротажа) преимущественно казанских, меньше уфимских, отложений по фонду, в общей сложности, ~ 260 скважин для целей циклического анализа с помощью спектрального и фрактального методов. На рис.2 в качестве примера фактического материала, подвергнутого обработке, показан фрагмент профиля П-П, на котором на основе сопоставления ГК диаграмм демонстрируется соотношение основных стратиграфических подразделений Мелекесской впадины.

Глава 3. Методы исследований

Одним из основополагающих методов системного анализа осадочных комплексов является циклический анализ (раздел 3.1), позволяющий на разных уровнях организации вещества (минерально-компонентном, породно-слоевом и фациально-генетическом) выявлять в стратиграфических записях основные условия и закономерности их формирования.

Первое прямое упоминание понятия «осадочный цикл» известно еще у Дж. Ньюберри (1860), а впервые циклический механизм слоеобразования (образование «геологической чечевицы») показан Н.А.Головкинским (1868).

Таблица 1.

Наименование разреза	Характер разреза	Стратиграфический интервал	Основные виды исследований в рамках данной работы
Основные объекты			
Печищи (правый берег р.Волги)	Обнажение	Верхнеказанский подъярус	Изотопный анализ стронция, кислорода, углерода.
Монастырское (правый берег р.Волги)	Обнажение	Татарский ярус, граница зон Киама-Иллава	Оптическая микроскопия; гранулометрия; определения карбонатности; ЭПР-определения; анализ магнитных свойств; изотопный анализ стронция, углерода и кислорода.
Шереметьевка (левобережье р.Камы)	Обнажение	Казанский и татарский ярусы	Оптическая микроскопия; гранулометрия; определения карбонатности; ЭПР-определения; анализ магнитных свойств; изотопный анализ стронция, углерода и кислорода.
Кзыл Байрак (правый берег р.Волги)	Обнажение	Казанский и татарский ярусы	Гранулометрия; определения карбонатности; анализ магнитных свойств.
Танайка (левобережье р.Камы)	Обнажение	Нижнеказанский подъярус	Оптическая микроскопия; анализ магнитных свойств; изотопный анализ кислорода и углерода.
Разрезы скважин Мелекесской впадины и Западного склона ЮТС (~260 скв.)	Керн и диаграммы гамма-каротажа	В основном казанский (и (или) уфимский ярусы).	Анализ ГК диаграмм и литологических данных (шлифы, парамагнитные метки, минералогические определения)
Сопровождающие объекты (отдельные слои и образцы)			
скв.1/97 у д. Набережные Моркваши	Керн	Нижнепермский отдел	Изотопный анализ стронция, кислорода, углерода
Скв.3, Николашкинская площадь (ЮВ склон ЮТС)		Артинский ярус нижней перми	Изотопный анализ стронция
Скв.7831 Иглайкинская площадь (Мелекесская впадина)		Казанский ярус (пласты 3, 13, 15 по схеме Эллера)	
Вандовка	Обнажение	Ядреный камень, слой 5	
Елабуга, у пристани р. Мяндей, Сармановский район		Нижнеказанский подъярус, среднеспириферовый известняк	

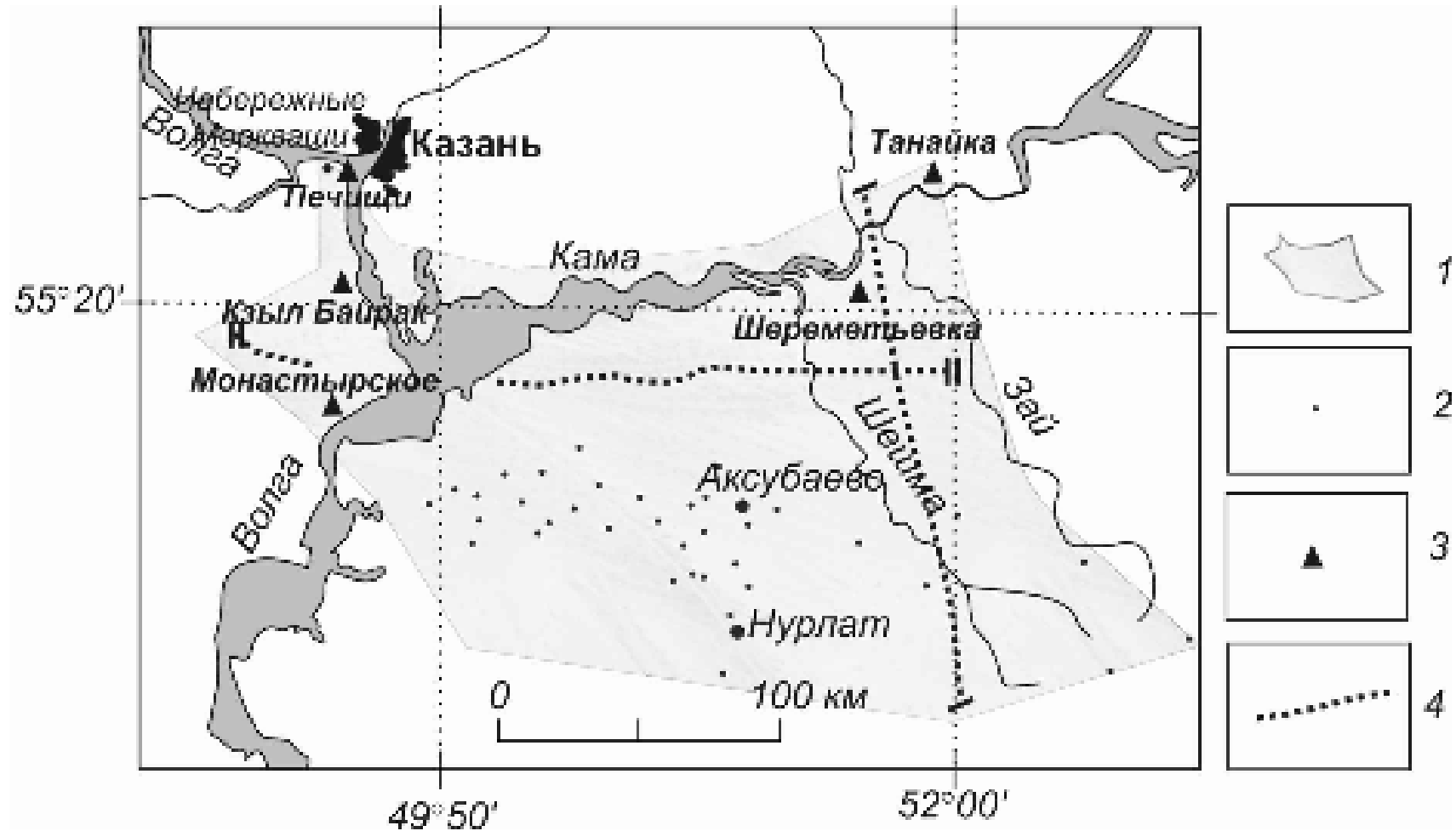


Рис.1. Карта-схема объектов исследований.

1 – основная территория исследований, 2 – скважина, 3 - обнажение,
4 – линия профиля (I-I – субмеридиональный -107 скважин; II-II – субширотный – 106 скважин).

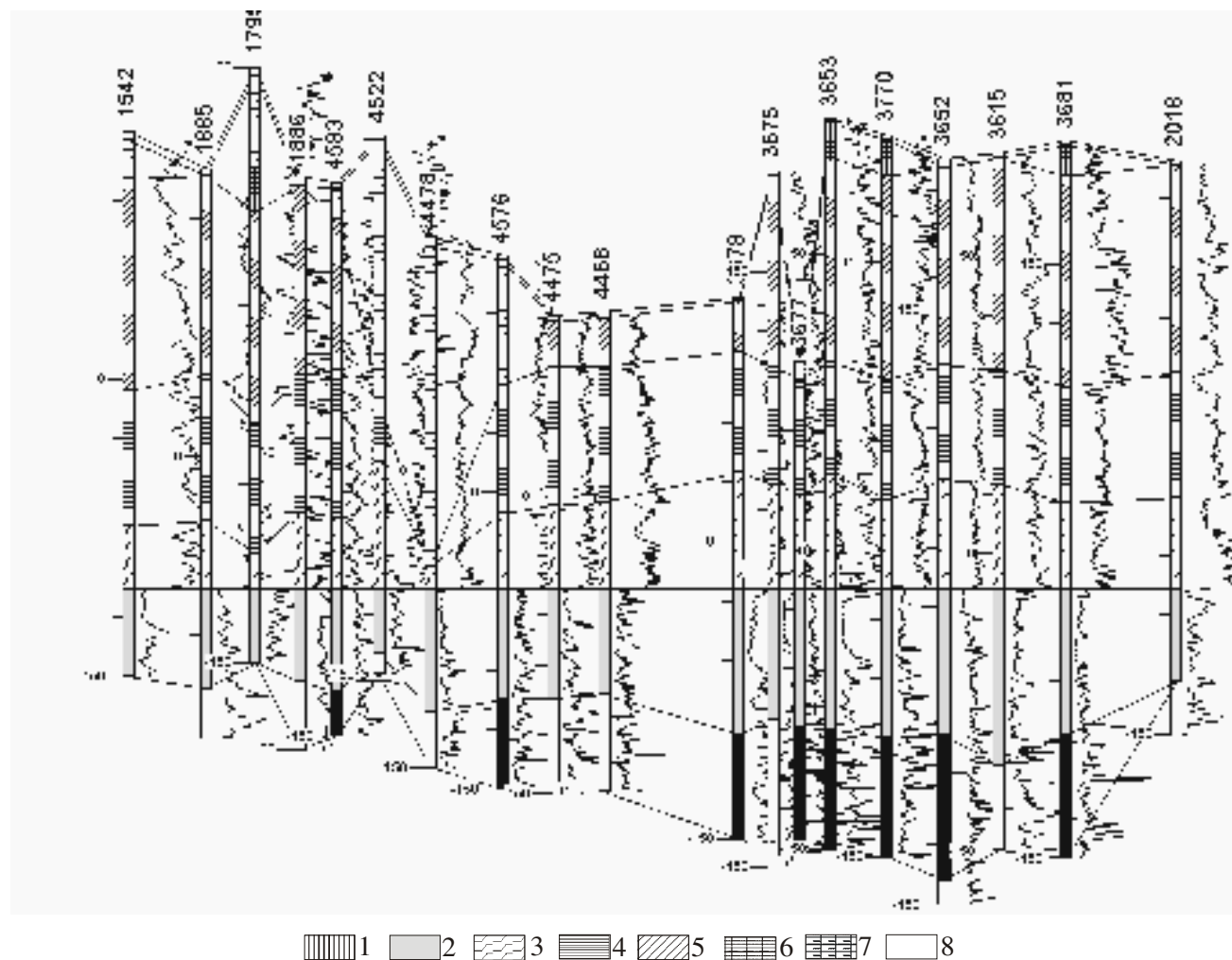


Рис.2. Сопоставление кривых гамма-каротажа (ГК). Фрагмент профиля П-П с запада на восток (рис.1). Реперная линия –кровля сакмарского яруса. 1 – ассельский ярус, 2 – сакмарский ярус, 3 – уфимский ярус, 4 – нижнеказанский подъярус, 5 – верхнеказанский подъярус, 6 – татарский ярус, 7 – неогеновые отложения, 8 - четвертичные отложения.

Цикличность выражает закономерную смену элементов, фаз, стадий внутри цикла или другой единичной целостности. Продолжительность циклов ранжируется в десятках порядках величин от микроритмов до серий формационных рядов (В.Е.Хаин, 1973) или от наноциклов до мегациклов (Н.Б.Вассоевич, 1977). По определению Ю.Н.Карагодина (1980), «циклит – это комплекс естественных породных тел, характеризующийся (в вертикальном разрезе скважины, обнажения и т.д.) направленностью и непрерывностью изменения структурных и вещественных элементов, отражающимся в характере границ между ними, и двуединым строением».

Чаще всего сама природа обозначает циклиты, в том числе, осадочные, разделяя слои границами разной резкости (В.Т.Фролов, 1995). Наиболее резкие границы, чаще всего подкрепленные наиболее грубозернистыми породами, принимают за границы наиболее крупных циклитов, а менее резкие – за границы все более мелких циклитов. Резкие границы являются явными или скрытыми границами несогласия, определяющими относительно крупные циклиты, какими, например, являются секвенсы – результаты циклов относительных колебаний уровня моря (L.L.Sloss, 1963; P.R.Vail et al., 1977). В настоящей работе используется одна из современных классификаций циклов, включающая в себя четыре основных типа (таблица 2). Эти четыре типа отражают региональную тектонику и эвстатические колебания уровня моря. Указанные процессы связаны с изменениями в глобальном климате, магнетизме, биоте, в циркуляции воды в океанах, в углеродных, кислородных, стронциевых и других циклах.

Таблица 2.

Стратиграфические циклы и их причины

Тип цикла по [A.D.Miall, 1997]	Продолжительность, млн. лет	Порядок циклов
<i>А. Глобальный суперконтинентальный цикл</i>	<i>200-500</i>	<i>Цикл 1 порядка [Vail et al., 1977]</i>
<i>В. Циклы, обусловленные мантийными термальными процессами и плитной кинематикой: - Эвстатические циклы - Региональные циклы</i>	<i>10-100</i>	<i>Цикл 2 порядка [Vail et al., 1977] или суперцикл [Vail et al., 1977], или секвенс [Sloss, 1963]</i>
<i>С. Циклы от региональных до локальных, вызванные региональной плитной кинематикой</i>	<i>0.01-10</i>	<i>Циклы 3-5 порядка [Vail et al., 1977]. Циклы 3 порядка также называются мегациклами (мегациклотемами) [Heckel 1986], мезотемами [Ramsbottom, 1979]</i>
<i>Д. Глобальные циклы орбитального происхождения</i>	<i>0.01-2</i>	<i>Циклы 4 и 5 порядков [Vail et al., 1977], также они называются мажорными и минорными циклами, циклами Миланковича, циклотемами [Wanless and Weller, 1932].</i>

В уфимском, казанском и татарском мегациклах востока Русской плиты проявляются циклы 4 и 5 порядков, к которым относятся циклы Миланковича, выражающиеся в климатических измене-

ниях, индуцируемых вариациями орбитальных параметров Земли: эксцентриситета Земли (форма земной орбиты) E , наклона земной оси O и прецессии земной оси P . Эти параметры имеют следующие периоды: $E \sim 100$ тыс. лет и 400 тыс. лет; $O \sim 41$ тыс. лет, и $P \sim 21$ тыс. лет. Орбитальные сигналы накладываются друг на друга, в результате чего интенсивности отдельных сигналов изменяются со временем и широтой района исследований.

Цикличность (включая цикличность Миланковича) выявляется в осадочных комплексах мелководных палеобассейнов путем исследования мощностей литотипов, вариаций в них карбонатности, песчанистости, глинистости, изотопных соотношений, магнитных минералов и других параметров, в том числе, путем спектрального анализа (раздел 3.2). Большинство стратиграфических записей состоят из примерно синусоидальных осцилляций, поэтому используется упомянутая группа функций и Фурье-анализ. В данной работе также использован один из адаптивных методов спектрального анализа с повышенной разрешенностью - метод максимальной энтропии (МЭМ). Этот метод эффективен для не очень длинных рядов данных и позволяет определять гармоники, период которых сравним с длиной ряда.

В разделе 3.3 – фрактальный анализ, рассмотрена теория фракталов и ее методическое значение при изучении стратиграфической записи. Впервые прямое сравнение стратиграфической записи с фракталом прозвучало в знаменитой работе Бенуа Мандельброта в 1967 году. Позднее было показано, что перерывы, несогласия, диастемы доминируют на протяжении всего геологического времени, а эпохи седиментации составляют лишь его малую часть – фрактальную пыль с размерностью меньше 1 (R.E.Plotnick, 1986). Эти представления стали теоретическим обобщением эмпирических результатов P.M.Sadler (1981), который показал, что перерывы существуют в пределах всей геологической шкалы и во всех разрезах. Чем больше рассматриваемый временной интервал, тем больше в нем перерывов и тем они продолжительнее. Позднее в работе (G.Korvin, 1992) было предложено, что фрактальная модель канторовых множеств может описать статистическое распределение стратиграфических перерывов. Описанные представления были развиты в данной работе и использованы для описания пермской стратиграфической записи на примере пермских отложений Волжско-Камского региона. Для конструирования фрактальной модели стратиграфической записи необходимо иметь следующие данные: оценки скоростей осадконакопления для различных интервалов осреднения (циклов) и величину временного разрешения стратиграфической записи. Фрактальную размерность стратиграфической записи можно оценить путем построения билогарифмической зависимости средних скоростей осадконакопления от длительности временных интервалов, для которых эти осреднения произведены. Получив по данному графику значение показателя степени A , можно определить значение фрактальной размерности $D=A+1$. Затем можно оценить полноту стратиграфической записи по формуле:

$$\text{полнота} = (t/T)^A$$

где t – время разрешения, T – временной интервал разреза, A – коэффициент прямой в билогарифмическом масштабе.

В работе также используется понятие локальной фрактальной размерности для корреляции разрезов на основе диаграмм ГК, вычисляемой через показатель Херста (H): $D=2-H$.

Показатель Херста оказывается информативной характеристикой, позволяющей диагностировать реальные изохроны осадконакопления: $H_z(x, z) = \frac{\partial H(x, z)}{\partial z}$

В разделе 3.4 – изотопный анализ, проведен обзор по таким инструментам изотопно-геохимического анализа как изотопные отношения углерода, кислорода и стронция в карбонатных породах.

Изотопы углерода фракционируют в ходе неорганических реакций обмена и при фотосинтезе в зеленых растениях. Доминантным механизмом, определяющим общий уровень $\delta^{13}\text{C}$, является фотосинтетическое превращение углекислого газа в органический углерод, как в зоне фотосинтеза в океане, так и на суше. В процессе фотосинтеза фитопланктон избирательно поглощает преимущественно углекислоту с легким изотопом ^{12}C . В результате вертикального переноса и последующего разложения остатков отмерших организмов на дне происходит высвобождение изотопно легкой углекислоты. Таким образом, карбонаты скелетных остатков, обитавших в фотической зоне, могут обогащаться тяжелым изотопом ^{13}C . Степень такого обогащения отражает интенсивность изъятия изотопно легкой углекислоты в процессе фотосинтеза, то есть интенсивность продуцирования органического вещества (Д.П. Найдин, С.И. Кияшко, 1989).

Изотопное фракционирование кислорода существенно отличается от изотопного фракционирования углерода. Главная фаза кислородного фракционирования происходит в ходе кристаллизации карбонатов, а конечное значение $\delta^{18}\text{O}$ в кристаллах карбонатов сильно зависит как от температуры, так и изотопного состава водной среды, в которой происходит кристаллизация осадка.

Изменения значений $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах, по мнению (W.T.Holser et al, 1995) отражают климатические вариации, связанные, прежде всего с гляциальными факторами, приводящими к тому, что в эпохи похолодания легкий кислород накапливается во льдах, а океаническая вода обогащается тяжелым изотопом. Уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{вода}}$ происходит при смене ледникового периода межледниковым из-за таяния льда и обогащения морской воды легким кислородом. Такой эффект может наблюдаться и при потеплении климата без явного гляциального влияния. Испарение морской воды удаляет более легкий изотоп ^{16}O , обогащая, таким образом, морскую воду более тяжелым изотопом ^{18}O . Негляциальные эффекты могут быть ярче выражены в солоноватых водах, которые образуются в прибрежной зоне при смешивании пресных континентальных и соленых морских вод. Здесь значение $\delta^{18}\text{O}$ изменится на несколько промилле в отрицательную сторону (обогащение воды легким кислородом). Воды окраинных морей, в которых идут более интенсив-

ные процессы испарения, будут становиться на несколько промилле «тяжелее» из-за увеличивающегося содержания тяжелого кислорода в воде.

Соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ обусловлено взаимодействием двух главных источников стронция, поступающего в океан: зон выветривания силикатных минералов – так называемого «речного (тяжелого) стронция» и гидротермальных источников срединно-океанических хребтов – «ювенильного (легкого) стронция» (E.T.C. Spooner, 1976; G. Faure, 1989), поэтому это соотношение является информативным показателем связи осадочного бассейна с открытым морем.

Первичный изотопный состав карбонатов может нарушиться из-за их вторичных изменений. Степень сохранности (измененности) карбонатов оценивалась по определенным критериям. При разделении образцов с нарушенными и ненарушенными изотопными системами, приняты следующие значения Mn/Sr и Fe/Sr : для известняков <5 и <20 , для доломитов <10 и <60 соответственно (V.Brand, J.Veizer, 1981; J.Veizer, 1983; J.L.Banner, G.N.Hanson, 1990; Е.М.Хабаров и др., 2000). Дифференцированный подход при оценке влияния постседиментационных изменений на искажение первичных значений изотопного состава обусловлен, например, тем, что стронций лучше входит в кристаллическую решетку кальцита, чем доломита и поэтому концентрации стронция в известняках почти на порядок могут превышать таковые в доломитах.

В разделе 3.5 описаны основные парамагнитные метки (получаемые методом электронного парамагнитного резонанса (ЭПР)), использованные в данной работе как диагностические признаки условий формирования пород: спектры ЭПР Mn^{2+} в карбонатной компоненте и спектры ЭПР свободных радикалов в терригенной и карбонатной компонентах (Винокуров В.М. и др., 1962; Bulka G.R. et al., 1991; Винокуров В.М., Галеев А.А., Муравьев Ф.А. и др., 2004).

В разделе 3.6 освещены основные подходы к изучению палеомагнетизма и магнетизма горных пород. Палеомагнетизм обсужден в общих чертах с акцентом на проблематику магнитостратиграфии перми. Основное внимание уделено методам изучения собственно магнетизма горных пород. В работе был использован *метод дифференциального термомагнитного анализа*, разработанный в палеомагнитной лаборатории Казанского университета (Б.В.Буров и др., 1986) для идентификации различных магнитных минералов. Для получения информации о размерах зерен ферромагнитных минералов и оценки доли парамагнитной составляющей в общей намагниченности использовались данные, полученные с помощью *коэрцитивного спектрометра* (П.Г.Ясонов и др., 1998; Б.В.Буров и др., 1986). Также в работе использовался магнитный эффект, выраженный в *магнитном текстурировании зерен гематита* (D.E.Dunlop and O.Ozdemir, 1997). В случае гематита, этот эффект заметен по разнице максимальных намагниченностей в прямом (намагничивание) и обратном (перемангничивание) полях. Разумеется, в работе был применен самый распространенный метод исследований магнетизма горных пород – измерения *магнитной восприимчивости* (MB) образцов горных пород.

Глава 4. Вариации изотопных соотношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$

в пермских карбонатных отложениях

4.1. Изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Целями использования распределения изотопов стронция в карбонатных отложениях перми в исследуемом регионе являлись:

- оценка связи пермских палеобассейнов Волжско-Камского региона с Мировым океаном; эта проблема представляется нам принципиальной с точки зрения палеогеографических реконструкций;
- сопоставление полученных данных с глобальными данными и оценка возраста отложений;
- выявление природы вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ было изучено по 44 образцам различного возраста из различных обнажений и скважин.

В основном, структура данных удовлетворяет довольно жестким тестировочным критериям $\text{Mn}/\text{Sr} < 5$, $\text{Fe}/\text{Sr} < 20$. В таблице 3 помещены средние значения изотопно-геохимических показателей по всей совокупности данных (с учетом единичных наблюдений) по стратиграфическим подразделениям.

Анализ полученных значений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вверх по разрезу показывает, что довольно высокие значения характерны для ассельских отложений, в среднем, 0.70832. Затем значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ уменьшаются до 0.70774 в артинском ярусе. В казанский век значения стронциевого отношения заметно меньше: в раннеказанское время отмечаются колебания значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в интервале 0.707368-0.70793 со средним 0.70764. В позднеказанское время интервал изменения значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет 0.70725-0.70766 со средним значением 0.70739 по разрезу Печищи (рис.3). Среднее значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по верхнеказанскому подъярису по всем разрезам с учетом единичных определений в итоге составляет 0.70742. В татарский век значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ становятся больше и в среднем составляют 0.70846.

Диаграммы изотопно-геохимических показателей (например, рис.3) демонстрируют соответствие изменчивости этих показателей стратифицированности и цикличности строения разрезов. Полученные результаты показывают, что спад значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ приходится на позднеказанское время, конец которого датируется приблизительно временем 266.5 млн. лет по международному пермскому стандарту 2004 г.

Сравним полученные данные по отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по разрезам Волжско-Камского региона с Фанерозойской эволюционной кривой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (С. Korte et al., 2006), взятой в интервале 200-350 млн. лет (рис.4). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образце каменноугольного возраста 0.70815 (точка 1 - ~ 300 млн. лет) согласуется с кривой (рис.4). Два образца из ассельского яруса снизу вверх имеют значе-

ния $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70810 (точка 2 -- 297 млн.лет) и 0.70854 (рис.4). Из этих значений только первое согласуется с кривой. Второе значение сильно отклоняется вверх.

Образец из сакмарского яруса имеет значение 0.70775 (точка 3 -- 279.6 млн. лет, рис.4), которое соответствует на кривой Фанерозоя артинскому, а не сакмарскому ярусу.

Образец из артинского яруса со значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70774 (точка 4, рис. 4) соответствует возрасту 281.5 млн. лет, укладывающемуся в возрастные границы артинского яруса. Для нижнеказанских среднеспириферовых известняков (нижнеказанские отложения сопоставляются в международной шкале с роадским ярусом гваделупского отдела) определено значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.70764 (точка 5 -- 274 млн. лет, рис.4), которое соответствует кунгурскому интервалу. Значение 0.70725 (рис.3, на рис. 4 точка 6 -- 268 млн.лет), приходящееся на «слоистый камень», соответствует примерно границе между роадским и вордским ярусами ($\sim 268 \pm 0.7$ млн. лет). Значение ~ 0.70738 (точка 7 (рис.4) -- 250.5 млн.лет – рубеж перми и триаса), относится к пачке «переходная». Среднее значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для татарского яруса составляет 0.70846 и на глобальной кривой соответствует тренду возрастания $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, однако значительно отклоняется от максимума.

Проведенное сопоставление указывает на отклонение региональных данных от глобальных, особенно в татарском ярусе, которое можно объяснить такими основными факторами, как:

- локальные особенности формирования пермских отложений на востоке Русской плиты (эвапоритовый тренд и значительная степень изоляции от Мирового океана);
- хроностратиграфические проблемы позиционирования фанерозойской эволюционной кривой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и локальных кривых $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для пермского периода.

Проводя сравнение полученных данных с глобальной кривой по величинам изотопного отношения, мы не можем проверить соблюдение выдвинутых условий без определения абсолютного возраста пород.

Однако, все же, в целом, полученные результаты отражают эволюционный тренд, обозначенный на Фанерозойской кривой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, с минимумом, приходящимся в нашем региональном случае на время формирования верхнеказанских отложений. Сдвиг локальных значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в большую сторону по сравнению с Фанерозойской эволюционной кривой хорошо объясняется региональным эффектом, выраженным в уменьшенном влиянии океана из-за большей изоляции бассейна осадконакопления. Необходимо также отдавать себе отчет в том, что глобальная кривая вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ может содержать погрешности. Перечислим некоторые спорные моменты в отношении глобальности этой кривой:

1. В пермской части кривая построена на основе стратиграфической привязки без использования абсолютных датировок.

2. По сути, это не совсем глобальная кривая. В ней представлены образцы из нескольких обнажений, для оценки возраста которых использовались локальные стратиграфические шкалы.

Как бы то ни было, можно полагать, что большая часть дисперсии изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образцах пермских карбонатов Волжско-Камского бассейна обусловлена вариациями изотопного отношения морской воды в пермском Мировом океане. В раннеказанское и в начале позднеказанского времени уменьшение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, в целом, соответствует глобальной кривой и указывает на связь бассейнов осадконакопления с открытым морем, однако значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в местных разрезах все же повышены, что указывает на роль континентальных водотоков, несущих «тяжелый» стронций. Усиление роли континентальных обстановок выражено, например, и в более высоких значениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (в интервале 0.70750-0.70790) в отложениях белебеевской свиты разреза Шереметьевка по сравнению с разрезом Печищи. Континентальность обстановок осадконакопления растет и по вертикали, отмечаясь относительным ростом значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в татарском ярусе (значения изменяются в интервале 0.7082-0.7090) (разрез Монастырское).

Сохранение относительно сниженных значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднеказанское время на местной кривой указывает, в общем, на существование связи с Мировым океаном, хотя влияние континентальных источников стронция в местных масштабах периодически могло отмечаться локальными увеличениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (например, локальный максимум 0.70766 в слое 27 разреза Печищи на рис. 3). Сопоставление по разрезу Печищи $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с сигналом ЭПР свободных радикалов (проявляющимся при нагреве до 600°C) (Ф.А.Муравьев и др., 2004) показало, в основном, обратную связь этих показателей, что является дополнительным аргументом в рассмотрении условий связи местных палеобассейнов с Мировым океаном.

4.2. Изотопные отношения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$.

Целями использования распределения изотопов углерода и кислорода в отложениях перми являлись

- позиционирование $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ пермских карбонатов Волжско-Камского региона по отношению к соответствующим глобальным данным.
- выявление природы и реконструктивного значения вариаций $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в пермских отложениях Волжско-Камского региона.

Изотопные отношения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ были измерены по 94 образцам.

Нижнепермские карбонаты характеризуются положительными значениями $\delta^{13}\text{C} +6\text{--}+6.9\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} +2.4\text{--}+5.8\text{‰}$ (рис.4). Переход к нижнеказанским отложениям отмечается падением этих значений, соответственно для $\delta^{13}\text{C}$ до $+2.8\text{‰}$, а для $\delta^{18}\text{O}$ – до -3‰ (рис.3).

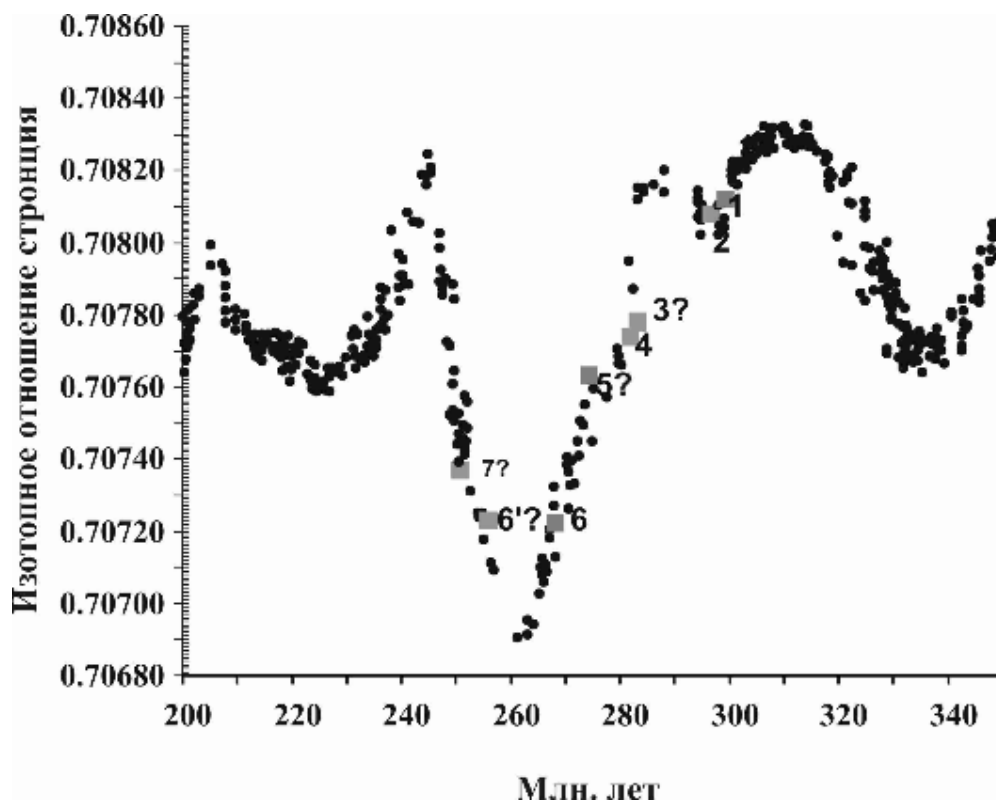


Рис.4. Позиционирование локальных данных на Фанерозойской эволюционной кривой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Локальные данные отмечены квадратами: 1 – верхний карбон, 2 – ассельский ярус, 3 – сакмарский ярус, 4 – артинский ярус, 5 – нижнеказанский подъярус, 6 – верхнеказанский подъярус, 7 – татарский ярус.

Верхнеказанские карбонаты характеризуются вариациями значений $\delta^{13}\text{C}$ от (+2.5) до (+7.1‰). $\delta^{18}\text{O}$ варьирует в пределах (–1) – (+3.1‰) с одним отрицательным значением (рис.4).

По разрезу Монастырское значения $\delta^{13}\text{C}$ изменяются от –4.34 до 3.1‰, составляя в среднем –1.5‰. А значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются от –6.4 до 1.7‰, составляя в среднем –1.4‰. Если не учитывать образцы с высокими значениями тестировочных критериев, то среднее значение $\delta^{13}\text{C}$ составит –3.4‰, а $\delta^{18}\text{O}$ – –3.7‰. Полученные значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ по приказанским и верхнеуслонским слоям по разрезу Шереметьевка значительно сдвинуты в отрицательную сторону (на ~ 2-6‰) по сравнению с соответствующими отложениями по разрезу Печищи. По разрезу Танайка значения $\delta^{13}\text{C}$ изменяются по разрезу от (–4.54) до (+2.48)‰ со средним значением (–1.52)‰, а значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют по разрезу от (–7.52) до (–4.00)‰ со средним значением (–6.18)‰ (рис.5).

Таблица 3 в целом показывает, что значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ максимальны в нижней перми, в нижнеказанском подъярусе они значительно уменьшаются, а затем в верхнеказанском подъярусе снова увеличиваются, а в татарском ярусе уменьшаются.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ на глобальной кривой (F.Gradstein et al., 2004) варьируют около $+4\text{‰}$ PDB. С течением геологического времени отмечаются три уменьшения $\delta^{13}\text{C}$: в конце сакмарского века (на $\sim 1\text{‰}$), в конце кэптена (на $\sim 0.5\text{‰}$) и в конце перми (на $\sim 3\text{‰}$), которые увязываются с регрессиями.

По данным настоящего исследования пермские карбонаты Волжско-Камского бассейна раннепермского возраста характеризуются повышенными значениями $\delta^{13}\text{C}$: $\sim 6\text{--}7\text{‰}$ (относительно высокий уровень моря). В «лингуловых глинах» значения падают $\delta^{13}\text{C}$ до -2.5‰ (условия крайней мелководности), в «колючем известняке» углерод вновь «утяжеляется» (трансгрессия), затем «облегчается» (до $\sim -2\text{‰}$), а в верхнеказанских карбонатах отмечаются, в целом, повышенные значения $\delta^{13}\text{C}$ ($3\text{--}7\text{‰}$), характерные для бассейнов цехштейнового типа. Примерно такие же значения $\delta^{13}\text{C}$ от 4 до 7‰ отмечаются для цехштейна Западной Европы (R.Botz et al., 1987), карбонатных разрезов позднепермского возраста Ирана, Пакистана, Китая, Непала, Армении, Турции, Югославии (W.T.Holser et al, 1989; A.Baud et al, 1989). В татарских отложениях Волжско-Камского бассейна происходит уменьшение $\delta^{13}\text{C}$ (регрессия) до среднего значения -1.5‰ при колебаниях в интервале -4.34 до 3.1‰ .

Кислородная кривая $\delta^{18}\text{O}$ для пермского периода (F.Gradstein et al., 2004) более дифференцированная. Начало перми характеризует максимум ($\sim 0\text{‰}$ PDB). Далее в течение ассельского и сакмарского веков происходит заметное уменьшение до -4‰ , а в конце сакмарского века происходит резкий выброс до -6‰ . В течение артинского века происходит уменьшение $\delta^{18}\text{O}$ с -4‰ до -7‰ . Затем снова начинается рост до $\sim -3\text{‰}$, соответствующего рубежу кунгурского и роадского времени. В течение роадского времени происходит снова уменьшение показателя до $\sim -5\text{‰}$. Затем кривая немного отклоняется в сторону увеличения и стабилизируется до конца перми между ~ -5 – -4.5‰ . В пермских карбонатах Волжско-Камского региона начало перми отмечается значениями $\delta^{18}\text{O}$ $\sim 6.5\text{‰}$, в конце сакмарского времени $\delta^{18}\text{O}$ падает до -4.5‰ , в раннеказанское время $\delta^{18}\text{O}$ минимально $\sim -6.5\text{‰}$, в позднеказанское время значения $\delta^{18}\text{O}$ увеличиваются и составляют $\sim -1\text{--}3\text{‰}$, в татарский век значения $\delta^{18}\text{O}$ значительно падают и изменяются в диапазоне -6.4 до 1.7‰ (среднее -1.4‰).

Таким образом, в целом, полученные данные по $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ по пермским отложениям Волжско-Камского бассейна не противоречат глобальным данным, хотя следует отметить смещение наших данных: $\delta^{13}\text{C}$ - в отрицательную сторону (мелководность), а $\delta^{18}\text{O}$ - в положительную сторону (эвапоритизация).

Таблица 3.

**Средние значения изотопно-геохимических показателей
по сводной пермской стратиграфической последовательности**

Стратиграфия		Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	Mn, мкг/г	Fe, мкг/г	Mn/Sr	Fe/Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	δ ¹³ C	δ ¹⁸ O
<i>Татарский ярус</i>	<i>Свита IV</i>	0.41	294.60	1300.00	1900.00	4.85	7.09	0.00399	0.70840	-4.3	-6.4
	<i>Свита III</i>	0.58	330.85	1500.00	2250.00	5.66	8.41	0.00518	0.70836	-2.7	-5.2
	<i>Свита II</i>	0.42	199.72	740.00	2100.00	4.51	12.80	0.00613	0.70862	-3.1	0.5
<i>Верхнеказанский подъярус</i>	<i>переходная</i>	1.48	180.00	324.32	1017.70	2.05	6.44	0.02410	0.70738	5.8	1.7
	<i>подлужник</i>	0.53	1025.61	290.00	1300.00	0.47	2.11	0.00148	0.70767	6.4	1.6
	<i>опоки</i>	0.86	263.50	396.25	726.53	1.08	2.06	0.01010	0.70750	3.5	2.5
	<i>шиханы</i>	0.75	665.67	134.33	732.88	0.69	3.86	0.00637	0.70737	5.0	1.6
	<i>серый камень</i>	0.44	229.03	106.59	376.40	0.54	2.47	0.00448	0.70734	4.9	1.9
	<i>слоистый камень</i>	0.74	348.50	89.14	198.05	0.23	0.46	0.00635	0.70727	3.1	1.1
	<i>ядренный камень</i>	0.22	1587.50	1206.95	769.70	0.04	2.06	0.00160	0.70743	5.6	1.0
	<i>Нижнеказанский подъярус</i>	0.68	546.67	1624.38	859.61	4.95	2.31	0.00337	0.70764	-0.8	-5.9
<i>Артинский ярус</i>									0.70774		
<i>Сакмарский ярус</i>				114.50	587.10	0.08	0.17		0.70775	6.2	4.1
<i>Ассельский ярус</i>		0.20	140.00	59.69	168.80	0.40	1.22	0.00420	0.70832	6.5	4.4
<i>Верхний карбон</i>		0.32	95.00	17.15	197.90	0.14	1.64	0.00990	0.70815	6.0	3.8

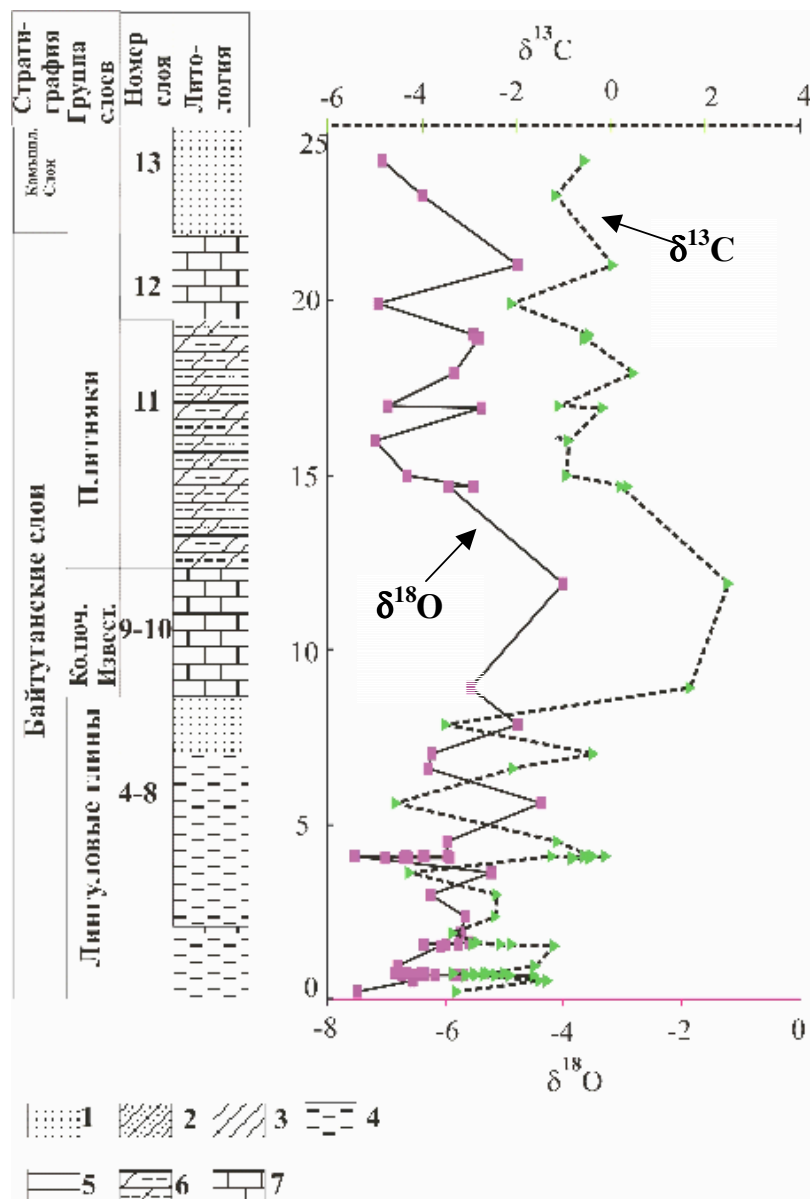


Рис. 5. Распределение $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ по разрезу Танайка.

1 - песчаники, 2 - относительно грубое (мощность прослоев до 0.5-0.8 м) и 3 - тонкое переслаивание (мощность прослоев до 0.3-0.5 м) алевроито-глинисто-песчаных и песчано-алевритоглинистых пород и глинисто-карбонатных прослоев; 4 - аргиллиты и глины алевроитистые; 5 - глины и аргиллиты; 6 - переслаивание мергелей, известняков, доломитов и глин; 7 - карбонаты.

Комплексирование кривых $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по сводному разрезу перми показывает характерные тренды этих показателей, выраженные в следующих чертах:

- существенно морской режим осадконакопления в ранней перми;
- резкое изменение режима осадконакопления в начале казанского века, связанное с трансгрессией после длительного перерыва в осадконакоплении;
- морской и эвапоритовый режимы осадконакопления в позднеказанское время при влиянии глобальных процессов в Мировом океане – например, активизации спрединговых зон Неотетиса;
- падение уровня моря и закрытие источников «легкого» стронция в татарский век.

Глава 5. Природа и реконструктивное значение магнитных минералов в отложениях переходных фаций.

В данном разделе рассматриваются элементы методики диагностики биогенных магнетиков в пермских осадках, а также вероятный механизм формирования красноцветных отложений.

Для разреза Шереметьевка рассмотрены литологические параметры (карбонатность, песчанистость, глинистость) и магнитные параметры, основными из которых явились:

- «доля маггемита» - по величине спада индуктивной намагниченности в поле 2 кЭ в интервале 250-675⁰С; сюда входит также тонкий магнетит, который может окисляться при нагревах;
- «парамагнетизм» - намагниченность парамагнитной компоненты пород в поле 3 кЭ, парамагнитная восприимчивость оценивалась в насыщающих полях по линейной зависимости индуктивной намагниченности от поля при его спаде, что исключало влияние магнито жестких минералов на эту величину;

По бимодальному распределению содержанию маггемита выявлено два типа магнитных фракций – с повышенной и пониженной концентрациями маггемита. В сущности, это два типа различно окисленных фракций. С одной стороны осуществляется привнос в бассейн седиментации крупных окисленных зерен магнетита (титаномагнетита) из зон орогенеза и магматизма. С другой стороны грубая (песчаная) фракция может поступать из зон сложенных многократно перетолженными осадками. Наиболее сильно доля маггемита в ферримагнитной фракции зависит от перехода этого минерала в гематит.

Парамагнетизм пород в основном определяется концентрацией в них глинистых минералов. В слабомагнитных глинистых породах доля маггемита растет пропорционально содержанию глинистых минералов, что свидетельствует о связи этого минерала с самой тонкой фракцией пород. Аллотигенное происхождение маггемита в этих породах достаточно проблематично ввиду высокой вероятности его перехода в гематит. Вероятнее всего, минерал сформировался при окислении очень мелких зерен магнетита сформированных непосредственно в бассейне седиментации или на небольшом удалении от него и попал в бассейн очень быстро. Источником мелких зерен

магнетита могли быть продукты жизнедеятельности магнитотактических бактерий (D.A. Bazylinski & B.M. Moskowitz, 1997), обитавших непосредственно в бассейне седиментации. Сохроненные среди тонкой фракции пород в присутствии «органического буфера» такие зерна могли сохраниться в форме ассоциации магнетит-маггемит.

В образцах «лингуловых глин» разреза Танайка были выделены участки с различной окраской – красной и черной (темной) (например, рис.6).

Термомангнитные данные по этим образцам представлены в дифференциальном виде – в виде кривых дифференциального термомангнитного анализа (ДТМА) (Б.В.Буров и др., 1986) (рис.7). Такое представление кривых разрушения индуктивной намагниченности при нагреве позволяет увидеть множество тонких эффектов, происходящих в горных породах при нагреве. Кривые первого нагрева содержат существенно больше особенностей, что связано с необратимыми изменениями, происходящими при нагревании осадочных пород. Только небольшая часть особенностей кривых ДТМА связана с проявлениями температуры Кюри (и блокирующих температур). Экстремумы α , β , γ , δ , λ , μ на кривых ДТМА имеют следующую интерпретацию в осадочных породах данного типа:

- α , (относительный рост dI/dT , или задержка спада намагниченности I) связан с удалением из образца физически связанной (адсорбционной) воды; возникающий при этом эндоэффект приводит к занижению скорости нагрева пробы и некоторому росту dI/dT ; амплитуда этого пика зависит от содержания связанной воды, что чаще всего определяется содержанием глинистой фракции в образце или, точнее, – площадью поверхности твердой фазы. Данный пик встречается практически во всех образцах, так как все образцы содержат тонкую глинистую фракцию.

- β – пик характеризует быстрый нагрев пробы до температуры печи после удаления связанной воды и задержки нагрева пробы. Пик присутствует во всех образцах, в которых отчетливо проявляется пик α .

- γ – пик, отражающий относительный рост намагниченности пробы в температурном интервале 320-370⁰С, обусловленный переходом гетит-гематит ($2FeOOH \rightarrow Fe_2O_3 + H_2O$) за счет удаления химически связанной воды. При этом парамагнитный гетит превращается в антиферромагнитный гематит.

- θ - пик, отражающий уменьшение намагниченности при переходе $\gamma Fe_2O_3 \rightarrow \alpha Fe_2O_3$ (маггемита в гематит). Спонтанная намагниченность гематита на два порядка меньше чем у маггемита. Этот переход начинается при температуре 250⁰С и виден до температуры 675⁰С (переход гематита в парамагнитное состояние).

- λ - пики на кривых ДТМА, обусловленные ростом намагниченности при нагревании за счет уменьшения критического поля зерен и домагничивания магнито жестких зерен в поле исследования.

- пик μ во многих случаях характеризует температуры блокирования и температуру Кюри магнетитовых зерен. Температура Кюри обычно приурочена приблизительно к середине восходящей ветви этого пика (\sim экстремум функции d^2M_i/dT^2). В представленных образцах эта температура составляет 560-590⁰С при среднем значении \sim 575⁰С. Положение минимума данного пика (510-550⁰С) характеризует среднюю блокирующую температуру ансамбля магнетитовых зерен в образцах в поле 0.2 Т.

- пик δ характеризует температуры блокирования и температуру Кюри гематитовых зерен. Температура Кюри составляет в образцах 655-665⁰С при среднем значении \sim 660⁰С. Положение минимума данного пика (620-635⁰С) характеризует среднюю блокирующую температуру ансамбля гематитовых зерен в образцах в поле 0.2 Т. Данный пик также дает информацию о присутствии в образцах маггемита. Разница кривых ДТМА в интервале от 600⁰С до 675⁰С обычно в большей степени обусловлена наличием в образцах маггемита (Т. Нагата, 1965).

Для оценки доменной структуры ферримагнитных зерен использовалась оценка различия кривых нормального остаточного намагничивания и перемангничивания (рис.7). Для ансамбля однодоменных зерен местоположение пика на коэрцитивных спектрах нормального остаточного намагничивания и перемангничивания сохраняется на одном месте. В случае сильного смещения пика в мягкую область на спектрах перемангничивания по сравнению со спектрами намагничивания можно говорить о наличии многодоменных зерен ферримагнетика в образцах. В случаях, когда местоположения пика на спектрах намагничивания и перемангничивания отличаются незначительно, то можно говорить об однодоменности зерен ферримагнетика.

В целом, анализ магнитных свойств (удельная нормальная остаточная намагниченность насыщения (M_{rs}), удельная намагниченность насыщения за вычетом парамагнитной+диамагнитной компоненты (M_s), коэрцитивная сила за вычетом влияния парамагнитной+диамагнитной компоненты (H_c), остаточная коэрцитивная сила (H_{cr}), магнитный момент суперпарамагнитных зерен D) позволил установить что:

1. «Красные» образцы обладают большей остаточной намагниченностью, хотя величина общей намагниченности (сумма остаточной и индуктивной – парамагнитной и суперпарамагнитной в поле 0.5 Т) приблизительно одинакова для всех образцов. Причем доля парамагнитной намагниченности преобладает и составляет более 80% общей намагниченности в поле 0.5 Т. По терромагнитным данным в «красных» образцах преобладает магнетит и маггемит и эти минералы существенно более магнитожесткие, нежели аналогичные минеральные агрегаты в «черных» образцах. Вероятно, они представлены сильно окисленными зернами обломочного магнетита. Этим объясняется и высокое содержание маггемита и высокая магнитожесткость указанных зерен.



Рис.6. Характерные литотипы «лингуловых глин», представленные чередованием красных и темных слоев.

Разрез Танайка.

Обр. 4/3:1 – микрослой красный со светлыми прослойками; 2, 3 – микрослои темные неслоистые.

Обр.4/5: 1 – микрослой красный со светлыми прослойками; 2 – микрослой темный со светлыми прослойками.

2. В «красных» образцах преобладает мелкая (суперпарамагнитная) фракция. Причем она мельче, чем в «черных» образцах и, вероятно, магнитный момент этих суперпарамагнитных зерен меньше. Вероятнее всего, что это мелкие зерна гематита, количество которых в «красных» образцах на порядок больше.

3. В «красных» образцах больше маггемита и ферримагнетик в основном многодоменный, хотя жесткость его существенно выше. Это снова свидетельствует о том, что в этих образцах преобладают обломочные (аллотигенные) зерна ферримагнитных минералов. Эти зерна являются вероятнее всего обломками изверженных и метаморфических пород.

«Красные» и «черные» образцы не отличаются по гранулометрическому составу, поэтому можно предположить, что мелкая (суперпарамагнитная) фракция является в значительной мере аутигенной. Цвет пород меняется плавно, часто плавная граница цветов пересекает литологические границы. Это свидетельствует о «вторичной» окраске пород. Вероятнее всего окраска произошла в стадию раннего диагенеза, до окончательной литификации пород.

Таким образом, можно полагать, что существовало два типа условий седиментации: с высокой и низкой биопродуктивностью бассейна. В условиях высокой биопродуктивности бассейна сформировались «черные» осадки, а в условиях пониженной биопродуктивности бассейна сформировались «красные» осадки.

Присутствие в «черных» образцах однодоменного магнетита позволяет нам предполагать наличие в осадках остатков магнитотактических бактерий (B.M.Moskowitz et al., 1993; R. Egli, 2003). Эти бактерии могут существовать в бассейне только в том случае, если в течение сезона высокой палеобиопродуктивности на дне бассейна накапливалась достаточная толща органического материала, необходимая для того чтобы граница окислительной и восстановительной зон (ОВЗ) находилась в толще воды. Это является условием для существования магнитотактических бактерий, формирующих внутри себя однодоменные кристаллы магнетита – биологически контролируемый магнетит (BCM) (S.Spring, D.A.Bazylinski, 2003). При меньшей биопродуктивности бассейна слой органического материала на дне бассейна очень мал и условия для существования магнитотактических бактерий отсутствуют. Так как граница окислительной и восстановительной зон в этом случае находится в осадке, то бактериям нет необходимости ориентироваться в пространстве для путешествия из восстановительной зоны на границу ОВЗ. В этом случае в осадках формируется биологически индуцированный магнетит (BIM) (S.Spring, D.A.Bazylinski, 2003). Этот магнетит обычно представлен очень мелкими (преимущественно) суперпарамагнитными зернами, которые могут слипаться в достаточно крупные агрегаты. Следующая стадия процесса, которая как раз и приводит к формированию красного цвета отложений, заключается в окислении осадков. Этот процесс активизируется при перемешивании вод бассейна с водами растаявших ледников, континентальных водотоков, дождей, приносимых муссонами. Климат поздней перми и широт,

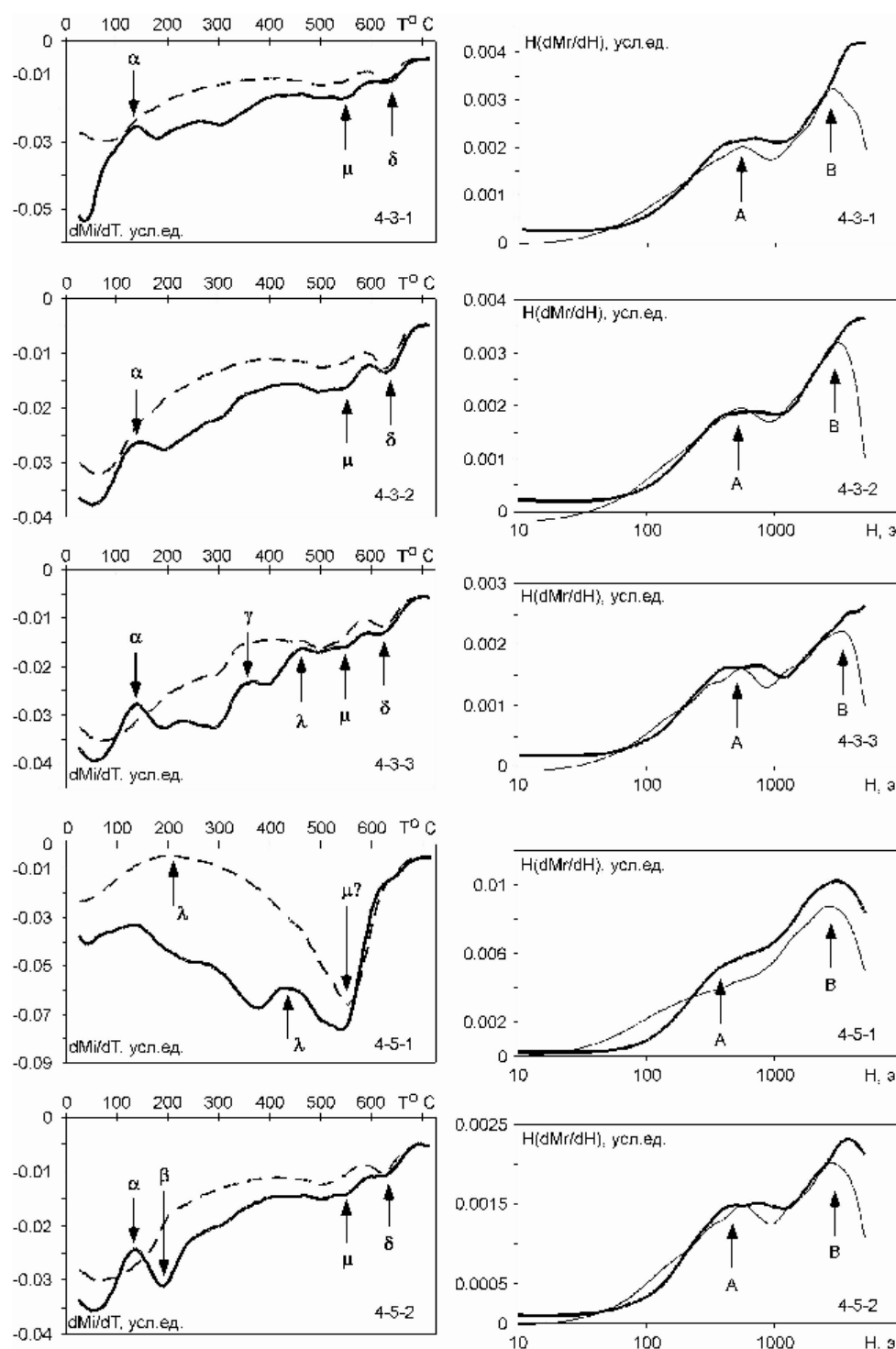


Рис.7. Кривые дифференциального термомагнитного анализа (ДТМА) (слева) и коэрцитивные спектры (КС) (справа) образцов из пробы 4 разреза Танайка (рис.6). На кривых ДТМА греческими буквами показаны характерные пики, объяснение которых дано в тексте. Жирной линией показаны кривые ДТМА первого нагрева, пунктирной линией показаны кривые второго нагрева образцов. На КС выделяется два пика: А - в области 35-650 Э и В - в области 3500-4500 Э (показаны стрелками). Тонкой линией показаны спектры перемангничивания, а жирной линией – спектр нормального намагничивания.

на которых располагался данный бассейн, мог провоцировать нетривиальный механизм перемешивания вод (охлаждение верхнего слоя и его опускание на дно бассейна). «Приносимые» и богатые кислородом воды и являлись «окислителем» биологически индуцированного магнетита (BIM) с формированием тонкого гематита, который составляет пигмент, обеспечивающий окраску пород. Богатые органикой слои, в которых преобладал биологически контролируемый магнетит (BCM) оказались менее подвержены окислению. Буфером здесь явилась значительная масса органического материала. Изотопные профили исследованных образцов указывают на прямую и обратную корреляцию $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Прямая корреляция интерпретируется как реакция на усиление или ослабление влияния моря (относительное повышение или понижение уровня моря). Обратная корреляция объясняется в разных направлениях по-разному: уменьшение $\delta^{13}\text{C}$ сопровождающееся увеличением $\delta^{18}\text{O}$ отражает снижением биопродуктивности из-за аридизации и засоления бассейна, а увеличение $\delta^{13}\text{C}$, сопровождающееся уменьшением $\delta^{18}\text{O}$, объясняется тем, что в определенные сезоны в бассейн поступала достаточно холодная вода (ледниковая или муссонная), богатая кислородом, которая из-за ее высокой (по сравнению с водой бассейна) плотности погружалась в придонную часть бассейна и способствовала быстрому окислению осадков.

Глава 6. Циклический анализ.

Основными целями данной работы при исследовании цикличности пермских отложений являлись:

- выявление циклов и циклитов в масштабах цикличности типов C и D (таблица 2);
- оценка длительности циклов;
- обсуждение природы цикличности.

Во-первых, на основе использования достаточно подробных литологических данных по ведущим обнажениям Волжско-Камского региона (Шереметьевка, Монастырское и Кзыл Байрак) был проведен спектральный анализ, который послужил основой циклостратиграфических исследований и позволил выявить периоды (мощности) циклов в указанных разрезах.

Во-вторых, был проведен спектральный анализ рядов гамма-каротажа в 47 скважинах в Мелекесской впадине, вскрывших отложения перми. Затем, с учетом полученных количественных и качественных оценок периодов и информативности различных литологических параметров для корректного выявления и идентификации циклов был проведен анализ стратиграфических записей имеющихся в распоряжении автора и предложены гипотезы о длительности и природе наиболее значимых циклов.

6.1. Спектральный анализ рядов данных по опорным разрезам

По наиболее мощным разрезам, для которых были получены количественные оценки литологических параметров (гранулометрия, карбонатность, некоторые магнитные параметры) был

проведен спектральный анализ методами максимальной энтропии (МЭМ) и быстрого преобразования Фурье (БПФ).

Спектры МЭМ (пример серии спектров показан на рис.8А) рядов литологических параметров (магнитной восприимчивости (МВ), содержания песчаной (П), алевритистой (А), глинистой (Г) фракций, отношения $\text{CaCO}_3/\text{MgCO}_3$ (Са/Мг) и общей карбонатности (К) пород) образцов по разрезам Шереметьевка, Монастырское и Кзыл Байрак имеют как общие черты, так и некоторые важные особенности. Общие черты спектров заключаются в следующем:

1. Энергия в спектрах увеличивается с увеличением периода обнаруживаемых гармоник. Это свидетельствует, что во всех рядах длиннопериодные колебания имеют большую амплитуду, нежели короткопериодные.

2. На всех спектрах обнаруживается область в центральной ее части, в которой количество пиков на единицу логарифма периода достигает максимума. Учитывая способность спектров МЭМ отображать периоды всех регулярных гармоник и нерегулярных (даже одиночных) циклов и всплесков в рядах, можно сказать, что эта область (обычно это длины волн с периодом от 1 до 5 м) отражает наиболее часто встречающиеся мощности достаточно однородных слоев.

3. В низкочастотной части спектров выделяются пики (гармоники), которые в большинстве случаев обнаруживаются визуально на графиках вариаций литологических свойств пород разрезов, однако точность их определения остается очень низкой, что не позволяет их достаточно надежно идентифицировать в различных спектрах. В низкочастотной области выделяются самые длинные периоды, которые больше длины рядов и наиболее отчетливо они выделяются по вариациям песчаной компоненты осадков и магнитной восприимчивости.

Кроме того, спектры по каждому разрезу обладают целым рядом существенных особенностей (таблица 4).

Обобщение данных позволяет отметить, что наиболее часто в одну группу периодов попадают попарно пики МВ-П, а наименьшее число раз - пики (Са/Мг)-К. К часто встречающимся также относится пара П-Г. Реже встречаются пары с карбонатностью (кроме пары К-П) и пары МВ-А, П-А и (Са/Мг)-А. Таким образом, можно сказать, что вариации песчаности являются главным циклообразующим фактором. Магнитная восприимчивость является вспомогательным интегральным параметром, который можно использовать при обобщенном анализе литологических данных.

Кроме спектров МЭМ были получены спектры Фурье (пример на рис.8В), которые использовались как для сопоставления с результатами МЭМ и уточнения периодов колебаний, так и для выявления новых статистических параметров для оценки природы и особенностей спектров

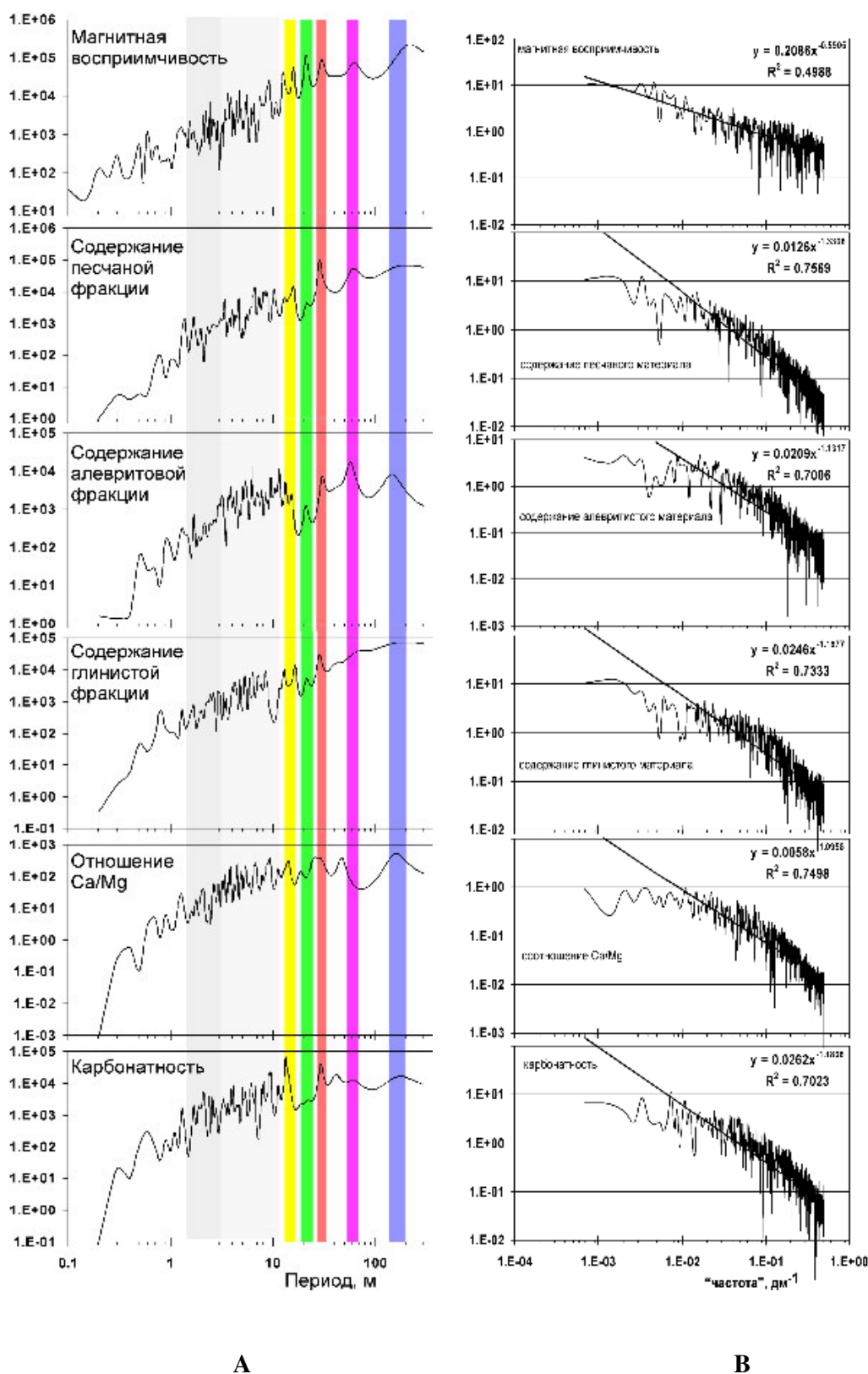


Рис. 8. Спектры рядов литологических данных в разрезе Монастырское: А – спектры МЭМ: полосками различного цвета показаны периоды различной длительности обнаруживаемые в нескольких рядах данных. Широкой серой полосой в центральной части спектров выделена область сильной изменчивости, в которой выделяется большое количество пиков; В – спектры Фурье, аппроксимированные степенными функциями.

различных литологических параметров в разрезах. Полученные спектры Фурье аппроксимировались степенной функцией: $E(f) = a \cdot f^{\beta}$, где f - частота колебаний (в данном случае в циклах на дециметр), a – амплитуда спектра на самой высокой частоте, β - показатель степени, показывающий степень связи между сигналами на низких и высоких частотах. В таблице 5 приведены все параметры степенных функций, которыми были аппроксимированы показанные спектры.

Полученные закономерности позволяют сделать следующие выводы относительно природы вариаций показателя степени β :

- наличие существенной изменчивости величины показателя степени β в спектрах различных литологических параметров свидетельствует о наличии реальной статистической информации в указанной величине;
- слабое влияние длины ряда на оценки величины показателя степени β демонстрируется отсутствием связи между величиной β и мощностью разреза; Исследованные нами ряды, вероятнее всего, представляют собой броуновский шум ($\beta=-2$) с примесями белого шума ($\beta=0$).

Суммируя сказанное выше, мы можем предложить следующую схему интерпретации полученных данных:

1. Ряды вариаций магнитной восприимчивости пород в исследованных разрезах чрезвычайно осложнены влияниями различных факторов на эту величину (карбонатность, содержание магнитного и немагнитного песчанистого материала, глинистость как мера содержания парамагнитного материала). В спектрах МВ содержатся разнообразные комбинации этих влияний, что делает их близкими к спектрам белого шума ($\beta \geq -0.72$). Поэтому гармоники, выделенные только по спектрам рядов МВ, не могут быть непосредственно использованы для исследования цикличности разрезов.

2. Спектры рядов вариаций карбонатности, содержания алевритистого материала, (Ca/Mg) отношения также обладают меньшей абсолютной величиной показателя степени β по сравнению со спектрами песчанистости и глинистости.

3. Спектры рядов вариаций песчанистости и глинистости пород разрезов, обладая повышенными абсолютными значениями показателя степени β , в большей мере содержат первичную структуру геологических процессов, т.е. могут подойти на роль параметров, по которым можно выделить основные цикличности в разрезе.

Другой важный результат, полученный нами из спектрального анализа рядов литологических параметров, состоит в обнаружении основных масштабов цикличностей в исследованных разрезах (таблица 6). Длительности (мощности) этих циклов имеют близкие значения в исследованных разрезах.

Спектральный анализ ГК – диаграмм 47 скважин Мелекесской впадины позволил также получить параметры их Фурье-спектров. Обнаружено, что повышенные абсолютные величины показателя степени β (>0.94) и R^2 (>0.63) получены для ряда вариаций ГК в разрезах скважин, территориально находящихся, в основном, в пределах одной палеоструктурной зоны казанского палеобассейна. Изменчивость абсолютной величины показателя степени β преимущественно вокруг значения 1 в спектрах значений ГК разрезов скважин свидетельствует о довольно высокой степени упорядочивания взятого литологического параметра. Таким образом, спектры рядов вариаций ГК (глинистости пород) разрезов, обладая повышенными абсолютными значениями показателя степени β , могут выступать эффективным инструментом при выделении цикличностей в разрезе.

Обработка данных ГК методом максимальной энтропии (МЭМ), введение поправок за изменения мощности в различных частях бассейна позволили получить суммарную спектральную кривую для всех скважин (рис.9А). На суммарной спектральной кривой выделяются следующие группы циклов: 12.5—13.5, 16.5—19, 26—28, 47—49, 73—90 м. Если взять скорость осадконакопления для 100 тыс. летних циклов 0.23-0.24 м/тыс. лет (Н. Lever, 2004), тогда группа мощностей 26-28 м на спектре (рис.9А) будет соответствовать 100 тыс. летним циклам эксцентриситета. Группы мощностей 47-49 м и 73-90 м с учетом уменьшения скоростей осадконакопления с увеличением мощности циклов можно соотнести примерно с одним и двумя 400 тыс. летними циклами эксцентриситета соответственно, 26-28 м – со 100 тыс. летним циклом эксцентриситета. А группы мощностей 16.5-19 м и 12.5 – 13.5 м с учетом увеличения скоростей осадконакопления с уменьшением мощности циклов можно примерно оценить длительностями 35-45 тыс. лет (наклон земной оси) и 17-21 тыс. лет (прецессия) соответственно (A.L.Berger et al., 1994; A.G.Fischer, 1986; A.D.Miall, 1997).

Длительность казанского века по разным оценкам составляет 2-3—5-6 млн. лет. Соотношение полученных оценок мощностей и длительностей в биогарифмическом масштабе показано на рис.9В. Полученный график отражает фрактальную природу изучаемой стратиграфической записи (см. дальше главу 7) . Из него видно, что длительность казанского века можно оценить как ~6 млн. лет. Эта оценка, например, согласуется с оценкой (M.Menning, 2006).

В разделе 6.2 производится изучение вариаций литологических параметров по разрезам, состоящее в детальном расчленении и сопоставлении литологических кривых, выявлении песчановой, карбонатной и глинистой зональности. Комплексирование этих зональностей дает возможность рассмотрения особенностей цикличности строения разреза (например, рис.10), связанных со значительными регионально-тектоническими и палеогеографическими изменениями.

Таблица 4.

Периоды основных колебаний литологических параметров по обнажениям

параметры	разрезы	$T \leq 11 \text{ м}$	$11 \text{ м} \leq T \leq 25 \text{ м}$	$26 \text{ м} \leq T \leq 42 \text{ м}$	$T \geq 50 \text{ м}$
МВ	<i>Шереметьевка</i>	7.2; 10.3	14.5; 20.2	38.0	74.0
	<i>Монастырское</i>	9.1	12.4; 15.6; 20.8	29.1	58.2; 206
	<i>Кзыл Байрак</i>	5.6; 7.0	13.7	25.7	60
П	<i>Шереметьевка</i>	6.9	9.3-12.2; 19.1	32.5	79.6
	<i>Монастырское</i>	6.6; 8.0; 10.2	12.7; 15.5; 21.1	28.2	58.2; 178
	<i>Кзыл Байрак</i>	7.1-8.5	14.8	28.5	72.7
А	<i>Шереметьевка</i>	5.5; 7.6; 9.5	12.8; 16.7; 25.4	45.5	-
	<i>Монастырское</i>	6.2; 9.5	11.5; 13.4; 14.9; 20.5	29.7	55.0; 136
	<i>Кзыл Байрак</i>	4.8; 5.6; 7.3	10.7; 17.8	-	72.7
Са/Mg	<i>Шереметьевка</i>	6.7; 9.1; 10.9	13.3; 15.7; 21.5	41.3	109.5
	<i>Монастырское</i>	6.6; 9.2	11.1; 13.8; 18.3	26.0	46; 150
	<i>Кзыл Байрак</i>	4.5-5.5	10.4-12.4	29	58.4
Г	<i>Шереметьевка</i>	8.9	13.0; 22.4	38.5	98.3
	<i>Монастырское</i>	8.5	12.8; 16.3; 20.9	28.0	66.1; 185
	<i>Кзыл Байрак</i>	5.9; 7.4	11.1; 16.6	32	68
К	<i>Шереметьевка</i>	7.0; 10.9	14.2	28.7	75.0
	<i>Монастырское</i>	8.2; 9.1	13.3	29; 39.6	57.2; 169
	<i>Кзыл Байрак</i>	5.5; 6.8; 8.8	16.1	29.0	85.7

Жирным шрифтом выделены периоды с большими амплитудами

Таблица 5.

Обобщенные параметры Фурье-спектров рядов литологических параметров по обнажениям

Разрезы		МВ	П	А	Г	Са/Mg	К
<i>Шереметьевка</i>	α	0.6563	0.1335	0.1254	0.1494	0.0423	0.1599
	β	<u>-0.517</u>	<u>-0.8712</u>	<u>-0.7425</u>	<u>-0.7652</u>	<u>-0.6074</u>	<u>-0.7317</u>
	R^2	0.42	0.62	0.54	0.59	0.45	0.53
<i>Кзыл Байрак</i>	α	0.1454	0.0285	0.0305	0.0581	0.0037	0.067
	β	<u>-0.7194</u>	<u>-1.0805</u>	<u>-1.097</u>	<u>-1.0192</u>	<u>-1.0541</u>	<u>-0.9972</u>
	R^2	0.53	0.70	0.71	0.67	0.69	0.66
<i>Монастырское</i>	α	0.02086	0.0126	0.0209	0.0246	0.0058	0.0262
	β	<u>-0.5905</u>	<u>-1.3368</u>	<u>-1.1317</u>	<u>-1.1877</u>	<u>-1.0958</u>	<u>-1.1868</u>
	R^2	0.50	0.76	0.70	0.73	0.75	0.70

Курсивом выделены абсолютные значения β параметра “песчанистость”, являющиеся большими в ряду значений β всех литологических параметров для отдельно взятого разреза.

Таблица 6.

Периоды (мощности) основных циклов, выделяемых по данным спектрального анализа

Разрезы	Мощность, м	$T_1, \text{ м}$	$T_2, \text{ м}$	$T_3, \text{ м}$	$T_4, \text{ м}$	$T_5, \text{ м}$	$T_6, \text{ м}$
<i>Шереметьевка</i>	82	~12.6	-	~20.7	~34.5	~87.3	-
<i>Монастырское</i>	148	~12.8	~15.9	~21	~28.1	~62.0	~182
<i>Кзыл Байрак</i>	64	~10.9	~16.5	-	~31.2	~72.7	-

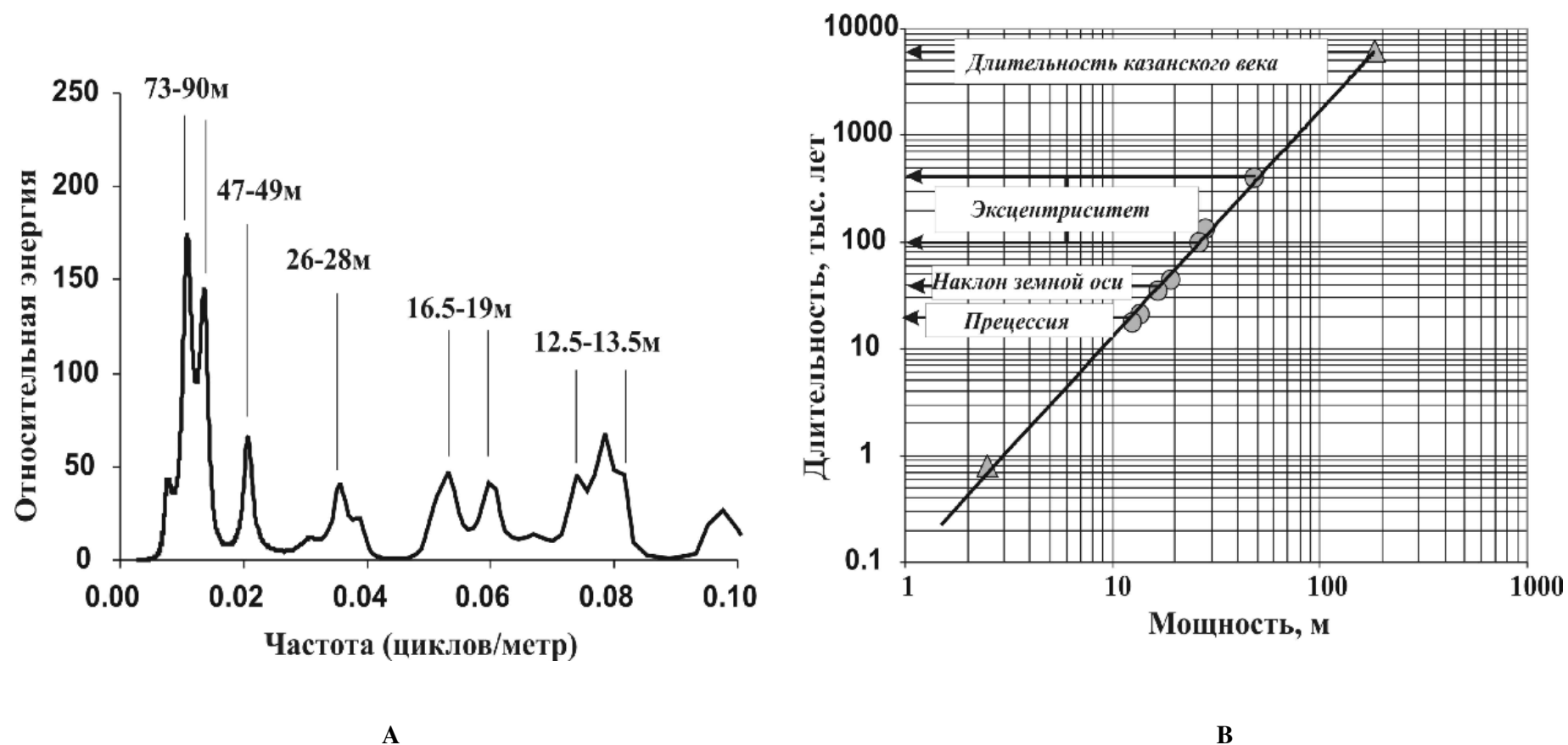


Рис. 9.

А - Обобщенный спектр изменения гамма радиоактивности пород казанского яруса северной части Мелекесской впадины.

В - Соотношение мощностей и длительностей по данным спектрального анализа (кружки) отражает фрактальную природу стратиграфической записи. Линия тренда продолжена вперед и назад (треугольники).

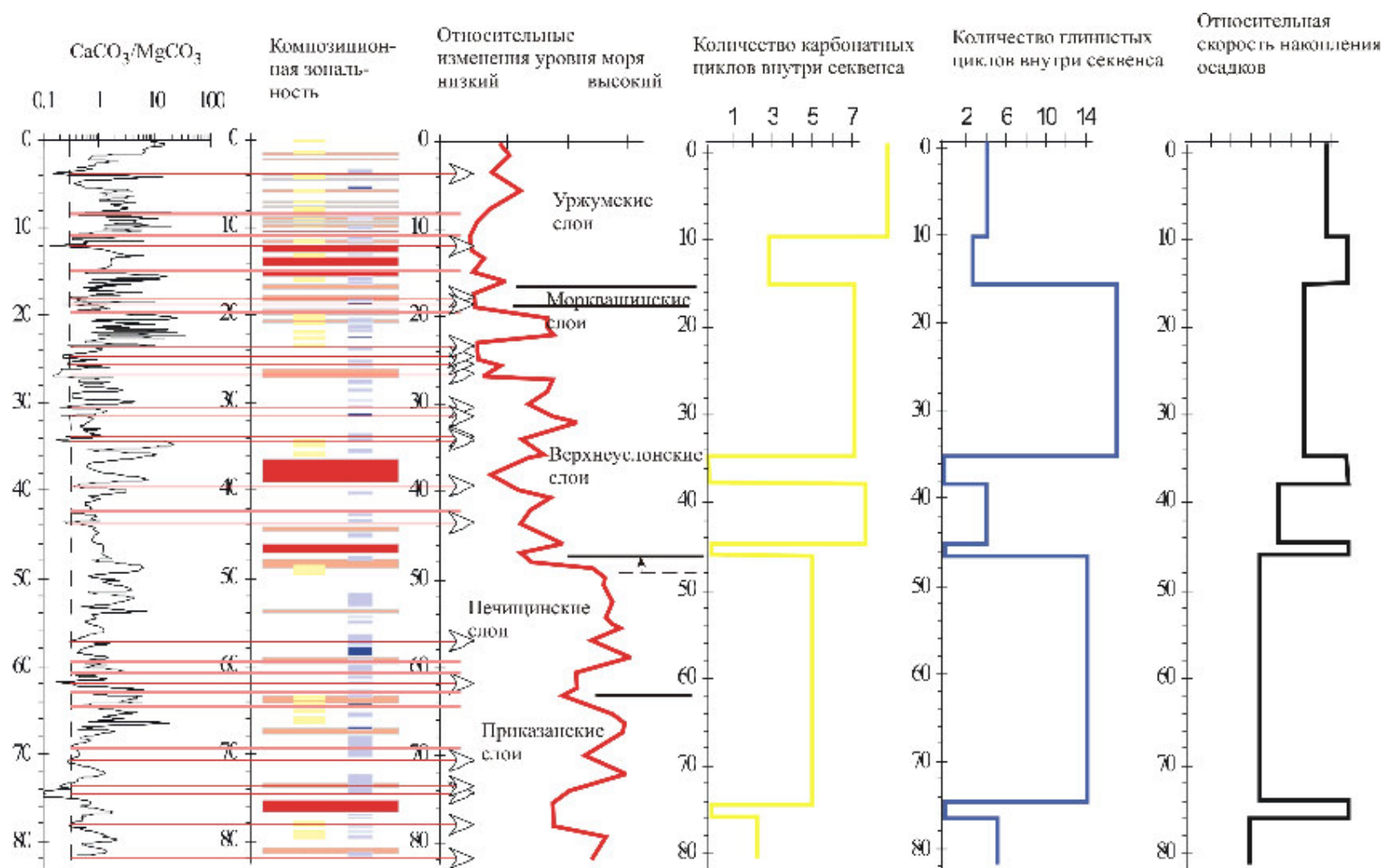


Рис. 10. Разрез Шереметьевка. Композиционная зональность и ее циклическая интерпретация.

Желтым цветом обозначены характерные карбонатные зоны. Красным цветом обозначены сильно магнитные песчаники, а розовым цветом – слабо магнитные песчаники. Синим цветом показаны относительно сильно магнитные глины, голубым цветом – слабо магнитные глины. Стрелками показаны уровни, соответствующие падению уровня моря.

Циклы, выявленные по данным спектрального анализа и анализа вариаций литологических параметров в разрезах, интерпретируются на основе рекуррентных отношений циклов Миланковича и фрактальной оценки стратиграфической записи (рис. 9) как циклы пятого порядка, соотносимые с 100-400 тыс. летними циклами эксцентриситета Земли (в интервале мощностей для обнажений ~12 – 35 м, а для разрезов Мелекесской впадины ~25 – 50 м соответственно).

Глава 7. Анализ структуры стратиграфической записи.

Одним из подходов (раздел 7.1), существенно расширяющих представления о характере стратиграфической записи является создание моделей временной оси в стратиграфической записи на основе понятия фрактальной размерности. Такой подход позволяет получать некоторые статистические представления о соотношении длительности перерывов и интервалов осадконакопления в стратиграфической записи.

В настоящей работе полнота стратиграфической записи оценивалась с точки зрения однородности фрактала на основе модели Канторова множества, которое генерировалось путем деления на N частей, длительность каждого непрерывного отрезка взято как $1/M$. Тогда фрактальная размерность полученного множества составит:

$$D = \log N / \log M \quad (1)$$

Для случая самого простого однородного фрактала (когда $M = (2N-1)$), фрактальная размерность составит:

$$D = \log N / \log(2N-1) \quad (2)$$

Тогда, используя формулу (1) и зная количество стратиграфических подразделений в разрезе N , можно по известному значению фрактальной размерности стратиграфической записи оценить относительную длительность этих подразделений из выражения:

$$\log M = (1/D) \log N \quad (3)$$

Используя оценки цикличности, выведенные для обнажений и скважинных разрезов Волжско-Камского региона (глава 6), можно получить соотношения между скоростями осадконакопления и длительностями интервалов (рис. 11).

Наклон графиков для двух групп данных примерно одинаков и составляет $A \sim -0.53$ (для Мелекесской впадины график расположен выше, что указывает, вероятно, на большую скорость тектонического прогибания в соответствующей области), и фрактальная размерность $D=0.47$.

При $A=-0.53$ и $D=0.47$ для фрактала ограниченного $t \sim 20000$ лет и $T \sim 400000$ лет получим, что полнота стратиграфической записи составляет 20.4%.

Полученные фрактальные размерности свидетельствуют о значительной роли прерывистого осадконакопления в стратиграфической записи. Перспективы фрактального описания страти-

графической записи заключаются в использовании более сложных моделей фракталов (неоднородные детерминированные фракталы, случайные фракталы и т.д.).

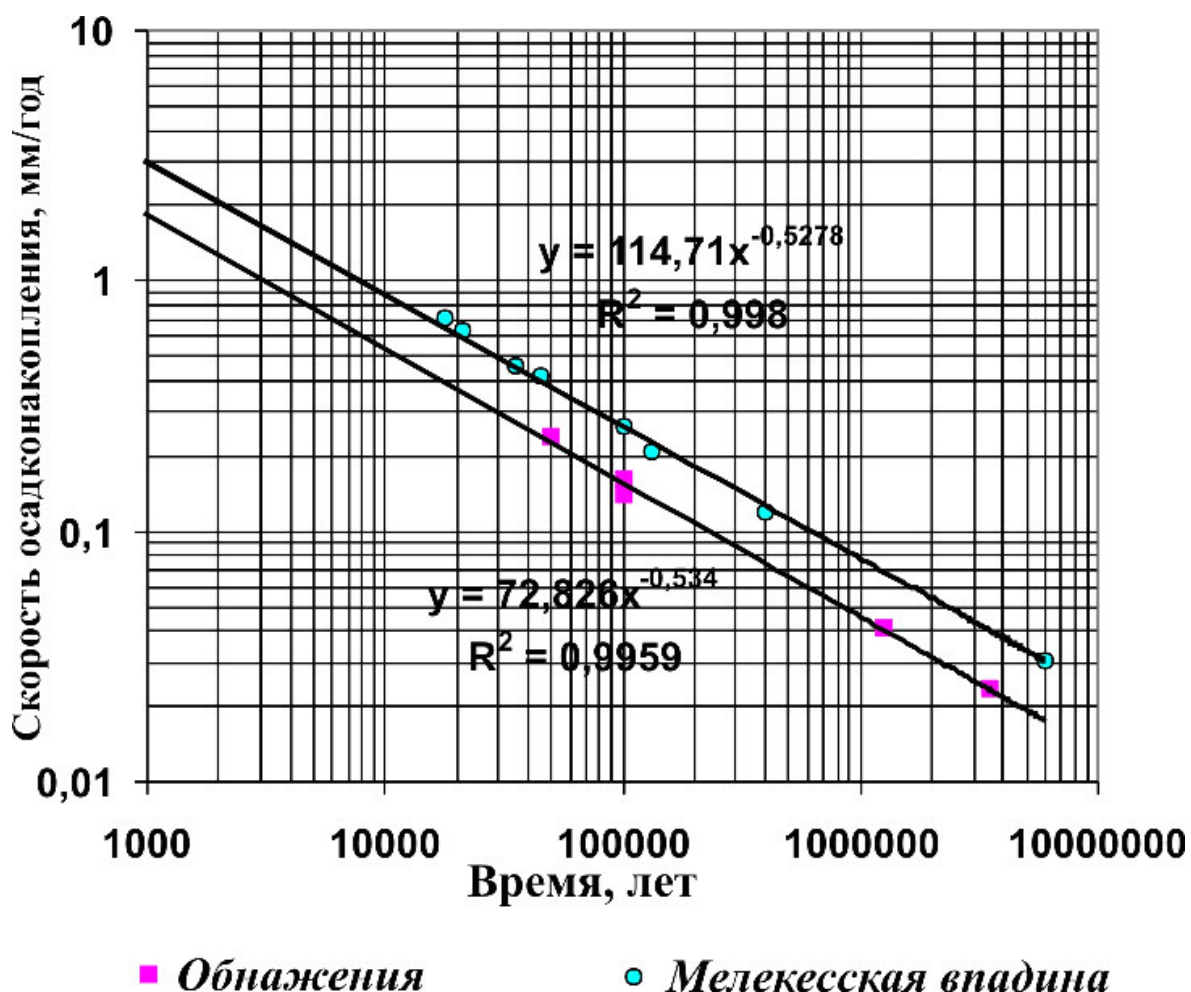


Рис.11. Соотношение скорости осадконакопления и интервалов времени

Для исследования структуры геологических объектов необходимо знать их локальные характеристики, и для этой задачи применение традиционных методов теории фракталов ограничено. Таким образом, мы подходим к понятию фрактальных множеств, имеющих пространственное распределение локальных фрактальных свойств, это - нестационарные фрактальные множества (раздел 7.2). Значения локальной фрактальной размерности физических параметров среды в данном случае могут служить количественной характеристикой сложности процессов седиментации, следовательно, являться критерием, разделяющим различные фазы колебаний уровня моря. При этом наиболее информативной характеристикой, позволяющей диагностировать реальные изохро-

ны осадконакопления, оказалась вертикальная производная локальной размерности (показателя Херста).

На рис. 12 в качестве примера показана фактура ГК диаграмм по фрагменту профиля I-I, которая после расчетов показателя Херста трансформируется в корреляцию фрактальных образов и хроностратиграфическую диаграмму. Выделяются последовательности нестабильного (темным цветом) и стабильного (светлым цветом) состояний окружающей среды, белым цветом обозначены промежуточные состояния. Выделение промежуточных состояний обусловлено непрерывностью природных процессов и некоторым осреднением данных в процессе математической обработки. В разрезе отмечается значительное число антиперсистентных зон с высоким уровнем шумленности, указывающих на седиментационные зоны низкого уровня моря. Выделены возможные секвентные границы (А, В, С, D) и характеристические линии (линии X) выдвижения проградационных серий седиментационного комплекса низкого уровня моря, в данном случае, битуминозных песчаников шешминского горизонта.

Полученные результаты открывают хорошие перспективы применения методики расчета фрактальных размерностей диаграмм ГИС не только для пермских комплексов, но и для всего палеозойского осадочного чехла. Наличие сейсмических записей для девонских и каменноугольных отложений позволяет достоверно выявлять секвенсы. А комплексирование сейсмики с фрактальными образами диаграмм ГИС даст возможность изучения природы изохрон и механизмов их возникновения. Выявление седиментационных комплексов низкого уровня моря обеспечит литолого-фациальное картирование на новом уровне и, в частности, позволит локализовать зоны развития низких палеоуровней моря и неантиклинальных ловушек углеводородов.

Глава 8. Палеогеографические (палеоклиматические и эволюционные) изменения в перми

Осадконакопление в пермских палеобассейнах востока Русской плиты происходило в условиях резкой смены режимов седиментации. После накопления нижнепермских, в основном, карбонатных и галогенных отложений, в поздней перми отмечается многократная смена аридных и гумидных климатических условий, морские обстановки сменяются переходными и континентальными, в которых накопление карбонатов происходит в условиях водоемов с той или иной степенью эвапоритизации.

Главной климатической тенденцией в пермский период явилось потепление, которое изменило глобальный климат Земли - ледниковый климат позднего палеозоя сменился безледниковым климатом мезозоя (М.А.Семихатов, Н.М. Чумаков, 2004). Указанная тенденция проявлялась в виде трех последовательных потеплений, сменявших оледенения.

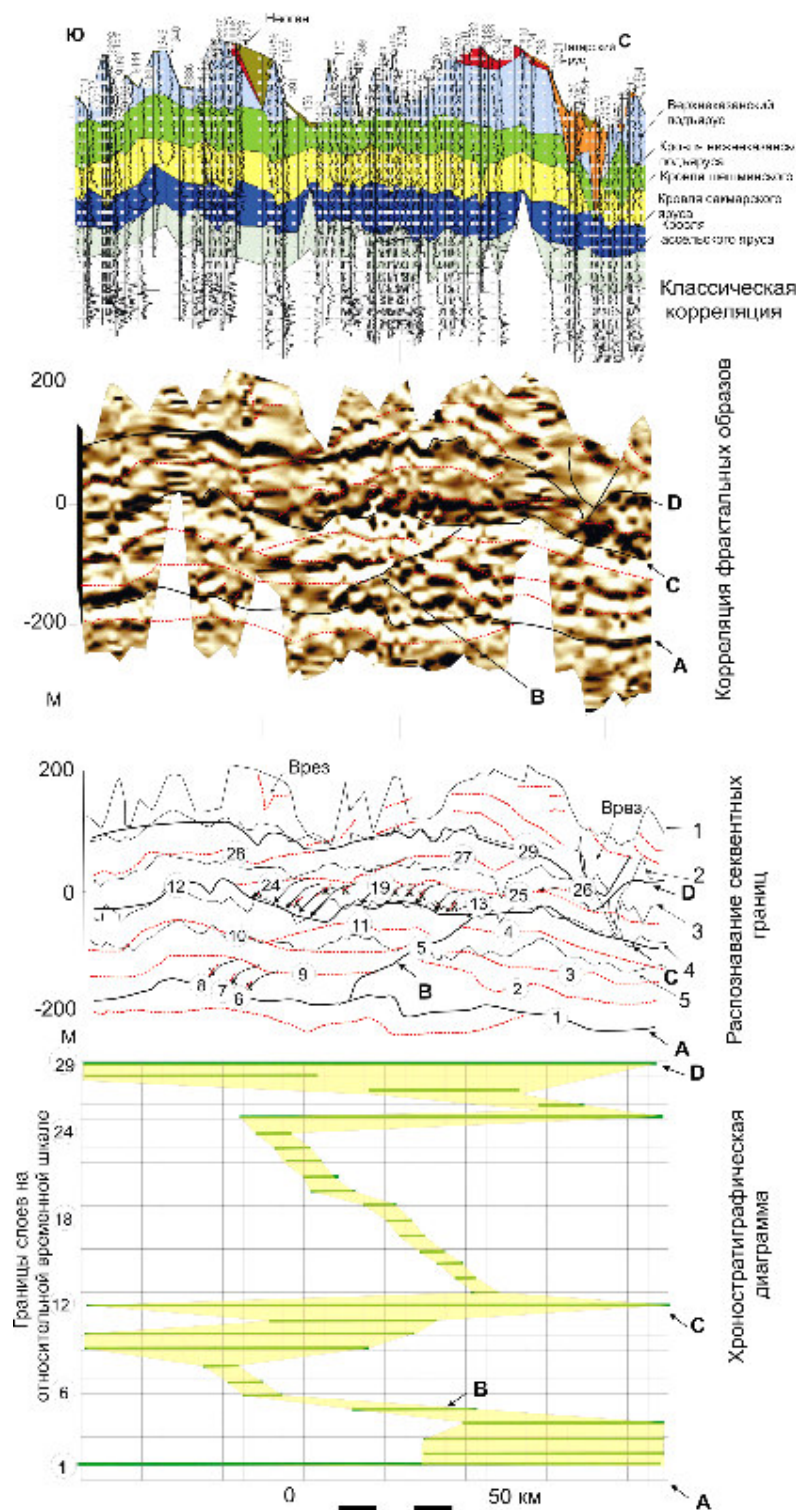


Рис.12. Преобразование классической корреляции в корреляцию фрактальных образов и хроностратиграфическую диаграмму (выражение стратиграфической записи) (профиль I-I). Обозначения: А, В, С, D – некоторые секвентные границы; литостратиграфические границы: 1 - рельеф; кровли: 2 - нижнеказанского подъяруса, 3 - уфимского яруса, 4 - сакмарского яруса, 5 - ассельского яруса. X - характеристические линии, отражающие границы выдвижения проградационных серий седиментационного комплекса низкого уровня моря: слоев 13-24, соответствующих шешминским битуминозным песчаникам.

Первое потепление относят ко второй половине сакмарского века (J.N.J. Visser, 1997). Полученные нами значения $\delta^{18}\text{O}$ для ранней перми (в начале $\sim 6.5\text{‰}$, в конце сакмарского времени $\delta^{18}\text{O}$ падает до -4.5‰), с одной стороны, отражают глобальный гляциальный эффект («легкий» кислород в ледниках, «тяжелый» кислород – в океанической воде), а, с другой стороны, местный региональный негляциальный эффект, относящийся к морским бассейнам внутреннего типа. Тренд $\delta^{18}\text{O}$ в сакмарское время, полученный для изученного разреза скв.1/97, подтверждает уменьшение $\delta^{18}\text{O}$ на глобальной кривой, интерпретируемое как период потепления и таяния ледников.

Второе потепление и существенное сокращение гондванских ледников видимо произошло в начале поздней перми (N. Eyles et al., 1997). В Лавразийской части Пангеи мы вправе ожидать проявления этого потепления, например, в уменьшении значений $\delta^{18}\text{O}$ в соответствующих стратиграфических интервалах. Действительно, нам удалось зафиксировать минимальное значение $\delta^{18}\text{O}$, приходящееся на карбонаты нижнеказанских отложений: $\sim -6.5\text{‰}$, что подтверждает существенное проявление второго потепления в Волжско-Камском регионе. Такой же тренд и минимальное значение наблюдаются, например, и для доломитового цемента отложений верхней части горизонта Октон (сопоставимой с нижнеказанскими отложениями) в бассейне Лодеве во Франции (J.W.Schneider et al., 2006). Увеличение $\delta^{18}\text{O}$, наблюдаемое нами в верхнеказанских отложениях до $\sim -1-3\text{‰}$, по-видимому, является, в большей степени, отражением усиления аридизации климата и усиления эвапоритовых процессов, нежели активизации гондванских ледников, произошедших в казанский век (J.C. Crowell, L.A.Frakes, 1971; J.J.Veevers et al., 1994; J.C. Crowell, 1999). Такое же увеличение $\delta^{18}\text{O}$ до $\sim -0.5-3.5\text{‰}$ обнаружено в горизонте Мерифонс (верхнеказанские отложения по нашей региональной шкале) в уже упоминавшемся бассейне Лодеве (J.W.Schneider et al., 2006).

Падение значений $\delta^{18}\text{O}$, зафиксированное в нашей работе в татарских отложениях (-6.4 до 1.7‰ , среднее -1.4‰) указывает, вероятно, на начало третьего наиболее значительного потепления, произошедшего на рубеже перми и триаса. В высоких широтах северного полушария установился умеренно-теплый, возможно, даже "тропический" (A.M.Ziegler et al., 1997; F Fluteau. et al. , 2001), климат, а в высоких широтах южного полушария – умеренный климат (G.J.Retallack, 1999). Среднегодовые температуры увеличились на $5-15^\circ\text{C}$ (W.T.Holser et al., 1989). Потепления явились причиной аридизации Пангеи. Если в начале ранней перми аридные и семиаридные пояса занимали около 40% суши, то после позднесакмарского потепления – 55%, а после потепления на рубеже перми и триаса – 80% (М.А.Семихатов, Н.М. Чумаков, 2004).

Регрессионные тенденции и связанное с ними снижение деятельности фитопланктона нашли свое отражение в колебаниях значений $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных породах изученных разрезов Волж-

ско-Камского бассейна. Эта регрессионная тенденция отмечается наиболее выраженным падением значений $\delta^{13}\text{C}$ на границе ранне- и позднепермского времени (от 6-7‰ в нижнепермских отложениях до - 2.5‰ в нижнеказанских отложениях). Также в конце татарского века мы наблюдаем уменьшение $\delta^{13}\text{C}$ (для сравнения в позднеказанских карбонатах значения $\delta^{13}\text{C}$ составляют 3-7‰, а в татарских отложениях колеблются в интервале -4.34 до 3.1 ‰ при среднем значении -1.5‰). Аналогичный тренд $\delta^{13}\text{C}$ наблюдается также и в соответствующих отложениях в бассейне Лодеве от 1.5‰ в горизонте Октон до -1.5‰ в горизонте Мерифонс (J.W.Schneider et al., 2006).

Усиление регрессионных тенденций в развитии позднепермских палеобассейнов умеренно теплых, семиаридных и аридных субтропических зон выразительно отражается в перерывах осадконакопления, количество и длительность которых увеличивается по мере приближения к пермотриасовой терминации. Использование фрактальных моделей оценки полноты стратиграфической записи показало (глава 7), что перерывы осадконакопления могли занимать примерно до 80% продолжительности позднепермской геологической истории.

Смещение Пангеи на север и перераспределение областей повышенного и пониженного атмосферного давлений в связи с соотношением Лавразии, Гондваны и Палеотетиса позволило многим исследователям обратить внимание на влияние муссонной циркуляции на аридизацию или гумидизацию климата (P.L.Robinson, 1973; J.T.Parrish, 1995). Вероятно, что проявление муссонной активности может быть выражено в обратной корреляции $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (установленной, например, в разрезе «лингуловых глин» разреза Танайка), так как, например, зимние муссоны могут приносить обильные атмосферные осадки («легкий» кислород) в бассейн осадконакопления. Увеличение количества атмосферных осадков (с «легким» кислородом) приводит к уменьшению $\delta^{18}\text{O}$, а содержание $\delta^{13}\text{C}$ при этом увеличивается за счет относительного повышения уровня моря и увеличения размеров фитопланктонной ниши.

Спровоцированное муссонами сезонное перемешивание вод бассейна (охлаждение верхнего слоя и его опускание на дно бассейна) может помочь подойти к проблеме механизма формирования красноцветных отложений. Воды, обогатившиеся в сезон дождей кислородом, являлись «окислителем» биологически индуцированного магнетита с формированием тонкого гематита, который составляет пигмент, обеспечивающий окраску пород. Богатые органикой слои, в которых преобладал биологически контролируемый магнетит, оказались менее подвержены окислению. Буфером здесь явилась значительная масса органического материала.

В перми наиболее ясно выражены два ледниковых максимума: один наиболее крупный – ассельско-раннесакмарский и небольшой казанско-татарский (М.А.Семихатов, Н.М. Чумаков, 2004). Они образуют ледниково-межледниковые циклы со средней продолжительностью порядка 20 млн. лет и могут быть квалифицированы как длинные климатические колебания. Более корот-

кие климатические циклы со средней длиной периодов между 350-900 тыс. лет близки к большим орбитальным вариациям Земли (N.M.Chumakov, 1985; J.J.Veevers et al, 1987).

В главе 6 мы показали, что о влиянии астрономических циклов можно говорить и при рассмотрении стратиграфической записи перми на примере отложений Волжско-Камского бассейна. Выявляются осцилляции, близкие к орбитальным периодам в 400 тыс., 200 тыс., 100 тыс. лет, а также 35-45 тыс. и 17-21 тыс. лет, причем наибольшая амплитуда относительной энергии, например, по спектрам МЭМ, выявляется у 100-400 тыс. летних циклов.

Каковы же причины климатических и связанных с ними других палеогеографических изменений в перми?

Пангея за пермский период лишь немного (на 10° широты) сместилась к северу (J.Golonka et al., 1994; C.R.Scotese, R.P.Langford, 1995; A.M.Ziegler et al., 1997; 1998). Можно предположить, что дрейф континента оказывал медленное и эволюционное влияние на региональные климаты. Раскрытие в середине перми океана Неотетис и возникновение в нем нового южного антициклонического круговорота (гира) могло способствовать дополнительному переносу тепла из низких широт в высокие южные вдоль восточного побережья Пангеи. С этим гиром, очевидно, было связано постепенное более позднее региональное потепление.

Сдвиг континентальной массы на север на 10° широты в постсакмарское время. обусловил коллизию Урала и микроплиты Казахстана, что привело к увеличению высоты Уральских гор. Высота Урала (Уральские горы были одними из самых высоких - высотой до 3 км (F.Torcq, 1997)) была достаточной, чтобы обеспечить обильное выпадение осадков и связанное с ним мощное терригенное осадконакопление в Приуралье.

Климатические изменения в пермский период коррелируют с вулканической активностью. Стремительное падение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, наблюдаемое на Фанерозойской эволюционной кривой, достигает минимума 0.70685 на рубеже перми триаса на глобальной кривой. В разрезах Волжско-Камского бассейна минимум $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70725) фиксируется в отложениях верхнеказанского подъяруса. Уменьшение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ указывает на значительное возрастание роли мантийных источников, поставляющих «легкий» стронций. Этими источниками могли быть сибирские траппы, но они датируются более поздним временем: 248 ± 4 млн лет – U/Pb метод, по циркону; $249 \pm 1,6$ млн лет – Ar метод, по биотиту (P.J.Canaghan et al., 1994). Для подобного объяснения лучше подходят Эймешанские базальты юго-западной части Китая, относящиеся к 230-280 млн лет, основная масса которых излилась в позднепермское время [H. Yin et al., 1992]. Но наиболее убедительным источником могли бы быть океанические зоны спрединга. Такие зоны действительно моделируются и их относят к Неотетису (C.Korte et al., 2006).

Усиление эндогенной дегазации (при образовании Эймешанских базальтов и Сибирских траппов) и поступление в атмосферу большого количества парниковых газов (M.T.Gibbs, 2002; П.Уорд, 2006) провоцировало масштабное потепление на рубеже перми и триаса.

Понижение содержаний в земной атмосфере во время оледенений и повышение содержаний во время потеплений характерно не только для углекислого газа, но и для углеводородных газов, например, метана (вследствие разрушения газогидратных залежей или, например, вследствие деятельности растений (F.Keppler, et al., 2006)).

Можно полагать, что одна из фаз выделения метана, вероятно, могла произойти в конце казанского века, где мы наблюдаем снижение фиксирующейся в карбонатах степени изъятия изотопно легкого углерода примерно на 10‰ PDB при переходе от верхнеказанских отложений к татарским (примерно в мощностном интервале 20-30 м) в изученных нами разрезах (глава 4). Смещение карбонатного равновесия в сторону осаждения карбонатов могло происходить уже на рубеже перми и триаса. Такой возможный сценарий гидрохимических процессов на рубеже перми и триаса подтверждается нахождением слоя так называемого хемогенного сингенетического кальцита на границе пермских и триасовых отложений, найденного в разрезах Ирана, Армении, Турции, Китая и Японии (E. Heydari, J. Hassanzadeh, 2003).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты выполненной работы:

1. Результаты комплексирования кривых $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по разрезам перми (Волжско-Камский регион), указывающие на изменения связей пермских палеобассейнов изучаемого региона с палеоокеаном, отражающие как глобальный тренд $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ согласно Фанерозойской эволюционной кривой, так и местные локальные факторы существования палеобассейнов (факторы изоляции, эвапоритизации), выраженные также в вариациях $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$.

2. Результаты сравнительного анализа красноцветных и темноцветных (черных) образцов «лингуловых глин» на основе магнитных методов, выявляющие принципиальную разницу этих образцов. Красноцветные осадки характеризуются наличием суперпарамагнитных зерен гематита, имеющих аутигенное (биогенное) происхождение. Темноцветные осадки содержат биогенный однодоменный магнетит. Выявленные особенности изученных образцов позволили предположить, что «приносимые» и богатые кислородом воды (например, с муссонами) и являлись «окислителем» биологически индуцированного магнетита с формированием тонкого гематита, который составляет пигмент, обеспечивающий окраску пород. Богатые органикой слои, в которых преобладал биологически контролируемый магнетит оказались менее подвержены окислению. Буфером здесь явилась значительная масса органического материала.

3. Результаты спектрального анализа рядов литологических параметров по опорным обнажениям Волжско-Камского региона позволяющие утверждать, что вариации содержания песчаной фракции в породах являются наиболее важным и достоверным фактором выделения цикличности в разрезах, содержащих отложения переходных фаций.

4. Результаты спектрального анализа значений ГК по скважинным разрезам Мелекесской впадины, указывающие на гамма-каротаж как эффективный инструмент выявления цикличности в разрезах.

5. Результаты циклического анализа верхнепермских разрезов на основе спектральных методов и фрактальных оценок, позволяющие выявить цикличность 4-5 порядка, включая цикличность, обусловленную орбитальными циклами эксцентриситета Земли, наклона и прецессии земной оси.

6. Результаты фрактального анализа полноты стратиграфической записи на основе моделей канторовых множеств соотношения скоростей и длительностей соответствующих интервалов осадконакопления, указывающие на возможности аппарата фрактальной геометрии при оценке полноты стратиграфической записи.

7. Результаты использования локальной фрактальной размерности Херста для корреляции разрезов по данным ГК как методики, позволяющей выявлять границы седиментационных комплексов и проводить на этой основе построение хроностратиграфических диаграмм, демонстрирующих структуру стратиграфической записи.

8. Обобщение полученных результатов в свете современных представлений о палеогеографических перестройках Земли в пермский период, основными причинами которых в изучаемое время могли являться образование суперконтинента Пангеи, ее дрейф на север примерно на 10° ш., орогенез в завершающей фазе герцинского тектоногенеза, раскрытие океана Неотетис в середине перми и гидротермальная океаническая циркуляция, образование Эймешанских базальтов, а также увеличение парниковых газов (углекислого газа, сероводорода, метана) в атмосфере в эпохи потеплений.

Перспективы дальнейшего изучения пермских отложений связаны с решением проблем по абсолютной датировке пород, развитием изотопной стратиграфии, биостратиграфии и магнитостратиграфии, на основе которых можно повышать уровень адекватности палеогеографических и других моделей стратиграфической записи.

Основные публикации

Статьи в рецензируемых изданиях

1. Низамутдинов А.Г., Мухутдинова (Нургалиева) Н.Г., Лебедев Н.П. Исследование рассеянного органического вещества верхнедокембрийских отложений методом электронного парамагнитного резонанса // Известия вузов. Геология и разведка, 1990.-N12.-С.30-34.
2. Хасанова Н.М., Мухутдинова (Нургалиева) Н.Г., Низамутдинов Н.М., Булка Г.Р., Винокуров В.М. Указательная поверхность и максимальные инвариантные компоненты тензора $\{B_{4M}\}$ спинового гамильтониана ионов Mn^{2+} в кристаллах кальцита, магнезита и доломита // Кристаллография, 1991.- Т.36.-N3.-С.668-676.
3. Bulka G.R., Nizamutdinov N.M., Mukhutdinova (Nurgalieva) N.G., Vinokurov V.M., Galeev A.A. EPR probes in sedimentary rocks: the features of Mn^{2+} and free radicals distribution in the Permian formation in Tatarstan –J. Applied Magnetic Resonance, 1991.-Vol.2.-N1.-P.107-115.
4. Nourgaliev D.K., Nourgalieva N.G. Astronomical calibration of the east-Russian Upper Permian Sedimentary Cycles: Preliminary data about duration of the Kazanian stage. – J. Permophiles, N34, 1999, P.15-19.
5. Нургалиева Н.Г. Микропетрографические характеристики литотипов казанских битумоносных отложений северо-восточного борта Мелекесской впадины // Георесурсы, N 1[2], 2000, С.28-35.
6. Nourgalieva N.G. The Ufimian Ashalchinskie Facies in Southern Tatarstan: Reservoir Characteristics.- J. Georesources, no 2[2], 2000, P.24-29.
7. Нургалиева Н.Г., Галиев А.А. Исследование пород методом ЭПР/ В кн. Стратотипический разрез Татарского яруса на реке Вятка (Труды ГИН РАН, вып.532). – Москва: ГЕОС, 2001, с.56-68.
8. Нургалиева Н.Г. Косарев В.Е., Утемов Э.В. Секвентная стратиграфия и прогнозирование неструктурных ловушек на основе корреляции фрактальных образов ГИС-диаграмм // Георесурсы, 2(6), 2001, с.28-31.
9. Нургалиева Н.Г. Фрактальная природа стратиграфической записи: пермские осадочные разрезы стратотипической области // Георесурсы, 2(14), 2003, с.10-17.
10. Nurgalieva N., Ponomarchuk V., Nourgaliev D. The Permian Sr stratigraphy of the eastern part of the Russian Plate –J. Permophiles, 46, 2005, 16-19.
11. Нургалиева Н.Г. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в пермских разрезах востока Русской плиты // Ученые записки Казанского университета, серия Естественные науки, 2005, т.147, книга 1, с.76-89.
12. Нургалиева Н.Г. Изотопные соотношения кислорода и углерода в пермских разрезах востока Русской плиты // Ученые записки Казанского университета, серия Естественные науки, 2005, т.147, книга 3, с.37-48.

13. Нургалиева Н.Г., Нургалиев Д.К., Чернова И.Ю., Косарева Л.Р., Халымбаджа И.В. Природа магнитных минералов в переходных фациях пермских отложений р. Кама // *Ученые записки Казанского университета*, серия Естественные науки, 2006, т.148, кн. 4, с.113-125.
14. Нургалиева Н.Г., Утемов Э.В., Косарев В.Е. Прогнозирование неантиклинальных ловушек углеводородов на основе корреляции фрактальной размерности кривых гамма-каротажа // *Нефтегазовое дело*, 2007. – http://www.ogbus.ru/authors/Nurgalieva/Nurgalieva_1.pdf.
15. Nurgalieva N.G., Ponomarchuk V. A., Nurgaliev D. K. Strontium Isotope Stratigraphy: Possible Applications for Age Estimation and Global Correlation of Late Permian Carbonates of the Pechischi Type Section (Volga River) // *Russian Journal of Earth Sciences*, 2007, Vol.9, ES 1002, doi:10.2205/2007 ES 000221
16. Nurgalieva N. G., Vinokurov V. M., Nurgaliev D. K. The Golovkinsky Strata Formation Model, Basic Facies Law and Sequence Stratigraphy Concept: Historical Sources and Relations // *Russian Journal of Earth Sciences*, 2007, Vol.9, ES 1003, doi:10.2205/2007 ES 000222.
17. Нургалиева Н.Г., Утемов Э.В., Косарев В.Е. Фрактальные образы диаграмм гамма-каротажа в корреляции верхнепермских отложений природных резервуаров тяжелых нефтей Западного Закамья // *Геология нефти и газа*, 2007, №5, С. 22-26.

Материалы конференций, статьи в различных сборниках

18. Булка Г.Р., Низамутдинов Н.М., Мухутдинова (Нургалиева) Н.Г., Винокуров В.М. Применение метода ЭПР для изучения природных углеводородов и пород из палеозойских отложений ТАССР // Тез. докл. Всесоюзной конф. «Применение магнитного резонанса в народном хозяйстве». – Казань, 1988.-С.151.
19. Мухутдинова (Нургалиева) Н.Г. Результаты литологического исследования верхнеказанских отложений Курналинской площади ТССР// Спектроскопия, кристаллохимия и реальная структура минералов и их аналогов: Сб. статей.- Казань: Изд-во КГУ, 1990.-С.103-109.
20. Низамутдинов Н.М., Булка Г.Р., Мухутдинова (Нургалиева) Н.Г., Винокуров В.М., Хасанова Н.М. и др. Анализ карбонатной составляющей осадочных пород методом ЭПР // Спектроскопия, кристаллохимия и реальная структура минералов и их аналогов: Сб. статей.- Казань: Изд-во КГУ, 1990.-С.68-77.
21. Mukhutdinova (Nurgalieva) N.G., Bulka G.R., Nizamutdinov N.M., Galeev A.A., Vinokurov V.M. Permian dolomites of Povolgiye: new methods of the study the environments of dolomitization // *Contribution to Eurasian Geology Papers presented at the International Congress on the Permian System of the World, Perm, Russia, 1991, Part 1, Ocasional Publication ESRI, New Series, No8B, 1992, P.65-68.*

22. Мухутдинова (Нургалиева) Н.Г. Статистические модели битумовмещающих комплексов Татарстана / Проблемы комплексного освоения трудноизвлекаемых запасов нефти и природных битумов (добыча и переработка). Доклады международной конференции, Казань, 1994, т.4, С.1419-1430.
23. Мухутдинова (Нургалиева) Н.Г., Кальчева А.В., Чернова И.Ю. Проблемы статистической обработки данных по некоторым параметрам и характеристикам битумных месторождений Татарстана / Проблемы комплексного освоения трудноизвлекаемых запасов нефти и природных битумов (добыча и переработка). Доклады международной конференции - Казань, 1994, т.4, С.1266-1274.
24. Мухутдинова (Нургалиева) Н.Г. Статистическая оценка информативности некоторых параметров коллекторских свойств пород – В сб. Геология и разведка нефтебитумоносных комплексов- Казань: Изд-во КГУ, 1995.-С.73-80.
25. Mukhutdinova (Нургалиева) N.G. The influence of block tectonics of crystalline basement on the Permian structural and lithological composition, Abstracts XIII International Congress of Carboniferous-Permian, August 28-September 2, 1995, Krakow, Poland, N207, p.103.
26. Bulka G.R., Nizamuidinov N.M., Mukhutdinova (Нургалиева) N.G., Galeev A.A., Vinokurov V.M. The marine and evaporite facies of the Permian in Volga-Ural region: the experience of the EPR investigation, Abstracts XIII International Congress of Carboniferous-Permian, August 28-September 2, 1995, Krakow, Poland, N33, p.17.
27. Mukhutdinova (Нургалиева) N.G. Reconstruction of Melekess sedimentary basin (East European Plate) in Late Permian: separation of sea level (climate) and tectonic (faults) control, EGS Session Abstracts, 1996, May, 3-7.
28. Mukhutdinova (Нургалиева) N.G. Statistical reconstruction of structures and bitumen reservoirs distribution, Permian Formation, Tatarstan, Abstracts of 30th International Geological Congress, 4-14, August, 1996, Beijing CHINA, No 02258.
29. Мухутдинова (Нургалиева) Н.Г., Тухватуллин Р.К. Литофациальная типизация пермских отложений Мелекесской впадины // Пермские отложения Республики Татарстан.- Материалы республиканской пермской геологической конференции, 27 февраля- 1 марта, 1996.-Казань: Экоцентр, 1996.- С.139-145.
30. Нургалиева Н.Г., Тухватуллин Р.К. К вопросу петрографической типизации карбонатных пластов 13, 13а, 15 казанского яруса Иглайкинской площади Мелекесской впадины.- В кн. Вопросы геологии, разведки и разработки нефтяных и битумных месторождений, ред. Тухватуллин Р.К.-Казань: Изд-во КГУ, 1997 – С.90-101.

31. Нургалиева Н.Г. Исследование геолого-статистических взаимосвязей некоторых геологических параметров. - В кн. Вопросы геологии, разведки и разработки нефтяных и битумных месторождений, ред. Тухватуллин Р.К.-Казань: Изд-во КГУ, 1997 – С.101-123.
32. Nourgalieva N.G. The Upper Permian, Melekessskaya depression: the Sedimentology and Stratigraphy. – Proceeding of international Symposium “Upper Permian Stratotypes of the Volga Region”, Geos, 2000, P.172-181
33. Нургалиева Н.Г. Секвенс-стратиграфическая концепция: приложение к разрезам пермских отложений востока Русской плиты и новые палеогеографические критерии поиска ловушек углеводородов неантиклинального типа / Материалы VI Международной конференции «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа» 28-31 мая 2002 г., г. Москва, 2002.
34. Нургалиева Н., Пономарчук В., Нургалиев Д., Хеллер Ф., Муравьев Ф. Предварительные данные о соотношении изотопов стронция в пермских морских карбонатных отложениях: глобальное стратиграфическое значение // Труды объединенной международной научной конференции, 25 августа – 5 сентября, 2003, Т.1, С.318-321.
35. Нургалиева Н., Вейссерт Х., Нургалиев Д., Хеллер Ф. Изотопы углерода и кислорода в позднепермских карбонатах Волго-Камского региона // Труды объединенной международной научной конференции, 25 августа – 5 сентября, 2003, Т.1, С.322-324.
36. Нургалиева Н.Г. Пермские отложения как региональная покрывка залежей нефти в Татарстане // Материалы VIII Международной конференции «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа» – М., МГУ, ГЕОС, 2004.- С. 369-370.
37. Нургалиева Н.Г., Винокуров В.М. Модель слоеобразования Н.А.Головкинского как основа концепции секвенс-стратиграфии // Материалы чтений, посвященных 170-летию Н.А.Головкинского, 160-летию А.А.Штуkenберга, 200-летию геологического музея, Казань, 2004 г., С.127-132.
38. Нургалиева Н.Г., Косарева Л.Р. Маггемит в пермских отложениях востока Русской плиты: природа и значение для палеорекострукции условий окружающей среды // Материалы международного семинара «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент». – Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 2004. – С.320-324.
39. Нургалиева Н.Г. Перерывы в толще отложений казанского яруса и возможность их описания фрактальной моделью // Материалы международного семинара «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент». – Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 2004. – С.347-353.
40. Нургалиева Н.Г., Косарева Л.Р., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Биогенный магнетит в осадках различного возраста: магнитно-минералогические особенности и методика диагностики //

Спектроскопия, рентгенография и кристаллохимия минералов. – Материалы Международной научной конференции. – Казань, 2005. – С.191-193.

41. Нургалиева Н.Г. Иерархия цикличности верхнепермских отложений на примере разреза Шерметьевка (р. Кама) // Материалы Всероссийской конференции «Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография, 25-27 сентября, 2007, С. 230-233.
42. Нургалиева Н.Г. Изотопные отношения кислорода, углерода, стронция /В кн.: Геологические памятники природы Республики Татарстан. Науч. ред. В.В.Силантьев. – Казань: Акварель. – Арт, 2007. – С.58-59.

Учебно-методические материалы

43. Нургалиева Н.Г. Стратиграфические схемы верхней перми. – Казань: Изд-во КГУ, 1999. 32 с.
44. Нургалиева Н.Г. Основы компьютерного моделирования нефтегеологических систем. Методическое руководство к выполнению практических работ.- Казань, 1999.-82с.
45. Нургалиева Н.Г. Структурно-формационный анализ. Методическое руководство к выполнению лабораторных работ. – Казань, 1999 – 18с.
46. Ахмадуллин Ф.А., Нургалиева Н.Г. Интерпретация материалов геофизических исследований скважин. – Методические указания к практическим работам по курсу «Геофизические методы исследования скважин» («Интерпретация»). – Казань, 2005. – 83с.